GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM HOHEN IFEN-GOTTESACKERGEBIET

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER

HOHEN NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER

UNIVERSITÄT TÜBINGEN

VORGELEGT VON

ERNST STROBEL
AUS RAVENSBURG

Berlin 1930
Buchdruckerei von Arthur Scholem, SW 68, Alexandrinenstraße 134

Geologische Untersuchungen im Hohen Ifen-Gottesackergebiet.

Von Ernst Strobel in Ravensburg.

(Hierzu Tafel 19 bis 21 und 7 Textabbiidungen.)

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Geographische Übersicht.

Das in dieser Arbeit geologisch beschriebene Gebiet gehört dem hinteren Bregenzer Wald an. Es liegt an der Grenze des Bregenzer Waldes zum Allgäu.

Die Gebietsumgrenzung verläuft etwa folgendermaßen: Im Norden bilden die Hirschgundenach und die Starzlach die Grenze. Im Westen schließt die vom Hochgerach herunterfließende Subersach das Gebiet ab. Im Osten bildete die Reichsgrenze von der Kanzelwand bis zum Söllereck die Begrenzung. Nach Süden erstreckt sich das bearbeitete Gebiet bis zum Südrand der topographischen Karte Blatt Sonthofen (1 : 50 000).

Die Lage des bearbeiteten Gebietes ist aus der geologischen Skizze des Bregenzer Waldes ersichtlich (Abb. 1).

Die höchste Erhebung ist der Hohe Ifen (2230 m), der tiefste Punkt befindet sich in der Breitachklamm mit 914 m Meereshöhe. An die markante Felstafel des Hohen Ifens schließen sich im Norden die öden Karrenfelder des Gottesackerplateaus und die Felsmauern der Gottesackerwände an. Südlich und östlich vom Kreidegebiet des Hohen Ifen - Gottesacker verläuft die südliche Flyschzone. Ihre Haupterhebungen sind Steinmandl — Ochsenhofer Köpfe — Waldmendinger Horn — Heuberg. Östlich der Breitach setzt sich dieser Zug fort, mit den Bergen: Fellhorn — Schlappoldkopf — Söllereck. Auf dem Grat vom Fellhorn zum Söllereck verläuft die Reichsgrenze.

Sind im Ifen-Gottesackergebiet hohe Felswände und öde Karrenfelder bezeichnende Landschaftszüge, so zeigt das Flyschgebiet ein wesentlich anderes Aussehen. Das Flyschland ist durch seine weichen und mannigfaltigen Geländeformen ausgezeichnet und trägt im allgemeinen den Charakter eines von Almen und Wäldern bedeckten Alpen-Vorlandes. Im Süden schließt sich an die Flyschzone die oberostalpine Allgäudecke an, so bildet den Abschluß des Walsertales der Widderstein mit seinen kühnen und schroffen Dolomitwänden.

Geologische Erforschung des Gebietes.

Von kurzen, älteren geologischen Notizen (Escher von der Linth, Schafhäutl) abgesehen, findet sich die erstere größere Arbeit über das Kreidegebiet im Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt 1879 von M. Vacek. Die stratigraphische Gliederung ist der heutigen nicht mehr ganz entsprechend. Vacek erkannte aber klar die Grundzüge der Stratigraphie und Tektonik. Nach ihm gibt Gümbel in seiner Geologie von Bayern eine kurze Beschreibung des Gebietes.

Unter den neueren Arbeiten sind hauptsächlich die von H. Mylius zu nennen. Mylius behandelt jedoch nur den Südteil des Gebietes. Im westlichen Teil des Bregenzer Waldes war in den letzten Jahren die geologische Erforschung sehr rege. Vor allem sind es Schweizer Arbeiten von A. Heim, Schaad, Straeter, van Thiel und Sax. Eine zusammenfassende Arbeit über die Stratigraphie und Palägeographie der

helvetischen Kreide (mittlere Kreide bis Wildflysch) gab C. W. Kockel in: „Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit".

Das Vorarlberger Flyschgebiet ist erst in den Nachkriegsjahren in den Betrachtungskreis gezogen worden. Früher wurde der Flysch als einheitliches Glied kartiert. M. Richter gelang es 1922, den südlichen Flyschzug stratigraphisch zu gliedern. Seine tektonische Auffassung über

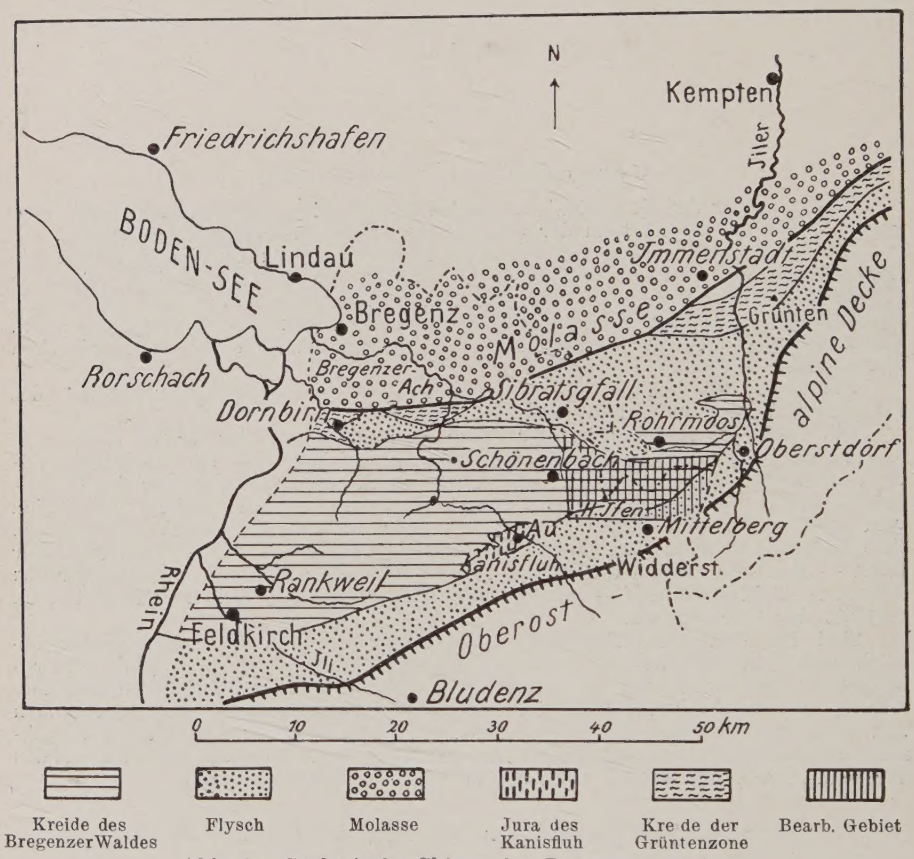


Abb. 1. Geologische Skizze des Bregenzer Waldes.

die Stellung des Flysches hat sich erheblich geändert (s. Abb. 2). Während er zuerst den Flysch als stratigraphisch Hangendes der helvetischen Kreide (mit Übergang Leistmergel-Wildflysch) ansah, nimmt er heute an, daß das Flyschgebiet eine selbständige Decke (Hochkugeldecke) bildet. Die südliche Flyschzone wird als eine nach Norden überkippte Mulde aufgefaßt, wobei große Teile des südlichen Muldenflügels durch die Überschiebung der Allgäudecke überdeckt wurden.

Für den Ostteil des Vorarlberger Flysches gab E. Kraus 1927 eine Darstellung, wobei er zu wesentlich anderen Ergebnissen kommt. Kraus unterscheidet vier Fazies (und entsprechend vier Schuppen). Das Gebiet das Walsertales gehört zur Oberstdorfer Decke (gleich Fazies). Durch

Abscherung ist ein Teil der Sigiswangerdecke (bestehend aus Hauptsandstein und Piesenkopfkalk) in die Oberstdorfer Decke eingekeilt worden.

Für das Gebiet nördlich der Starzlach, das Klippengebiet von Balderschwang umfassend, kommen die Arbeiten von H. P. Cornelius in Betracht.

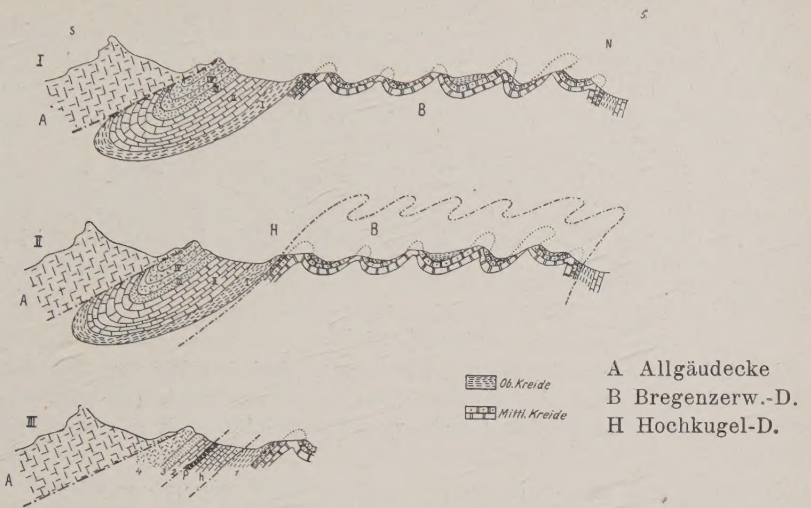


Abb. 2. Auffassung der tektonischen Stellung der südlichen Flyschzone.

I. Nach der Darstellung von Richter 1922. Der Wildflysch entwickelt sich aus der obersten Kreide. Die Flyschserie ist das stratigraphisch Hangende der helvetischen Kreide.

II. Nach Richter 1924. Der Flych bildet eine selbständige, ultrahelvetische Decke (Hochkugeldecke). Die Kreideketten des Bregenzer Waldes sind ein tektonisches Fenster.

III. Nach Kraus 1927. Unter der Oberstdorfer Decke ist eine Schuppe der Sigiswanger Decke eingequetscht.

Zu I u. II: 1 Wildflysch
2 Kalkzone
3 Quarzitzone
4 Oberzollbrücker Sandstein

Zu III: Gliederung nach Kraus:
Oberstdorfer Fazies (— D): 1 Wildflysch
2 Kalkgruppe
3 Quarzitgruppe
4 Birnwangschichten
Schuppe der Sigiswanger Decke:
h Hauptsandstein
P Piesenkopfkalk

Stratigraphie.

„Helvetisch nennt man die nördliche Kalkzone der Schweizer Alpen, die Préalpes romandes ausgenommen." Mit diesen Worten beginnt Arnold Heim in der Geologie der Schweiz den Abschnitt über das helvetische Deckengebirge. Diese Kalkzone ist durch eine besondere Fazies, die helvetische Fazies charakterisiert. Der ursprüngliche Sedimentationsraum der helvetischen Fazies erstreckte sich zwischen den autochthonen Massivkernen des Aar- und Gotthardmassivs.

Das helvetische Gebirge verschmälert sich gegen Osten, tritt zwischen Dornbirn und Feldkirch über den Rhein und baut den ganzen Bregenzer Wald auf, nach Osten sich stark verengend. Im Gebiet des Walsertales taucht es mit seiner Hauptmasse unter den Flysch. Nur nördlich von Oberstdorf, im Grüntengebiet, zieht eine schmale Zone von helvetischen Gesteinen als Grüntenzone weiter gegen Osten, und ist zwischen der Molassezone und der Ostalpinen Flyschzone eingeschaltet.

Während die helvetische Kreide im Westen sehr fossilreich in einzelnen Schichten ist, ist die Fossilführung im Gebiete des Bregenzer Waldes äußerst dürftig. Vermutlich haben die Organismen keine ihnen zusagenden Lebensbedingungen gefunden.

Das stratigraphisch Liegendste der Sedimente der helvetischen Kreide ist in dem behandelten Gebiet nirgends mehr aufgeschlossen. Weiter westlich, im Gebiet der Kanisfluh-Mittagsfluh sind jurassische Schichten und damit bis jetzt auch die ältesten Sedimente des Bregenzer Waldes erschlossen.

Valangien.

Die tiefsten aufgeschlossenen Schichten sind im Westen des Hohen Ifen, im Tal des Tiefen Ifen und am Subersachwasserfall. (Der Subersachwasserfall liegt am Fuß des Paßüberganges Hochgerach gegen Schönenbach.)

Die Sedimente des Valangiens gliedern sich folgendermaßen:

4. Valangienkalk
3. Valangienmergel
2. Öhrlikalk
1. Öhrlimergel (= untere Valangienmergel).

Als Öhrlischichten wurden von Arnold Heim 1906, nach einem charakteristischen Vorkommen in der Öhrligrube des Säntisgebietes, bräunliche Mergelschiefer bezeichnet, die vollständig fossilleer sind. In ihrer typischen Ausbildung sind sie nur in dem obersten Teil am Subersachwasserfall aufgeschlossen. Über ihre Gesamtmächtigkeit läßt sich mangels tiefgehender Aufschlüsse nichts aussagen. Für die Umgebung der Kanisfluh gibt Schaad eine Mächtigkeit von 50 bis 80 m an und konnte ihr Alter (unterstes Valangien) durch Fossilfunde belegen.

Über den Öhrlimergeln folgen die Öhrlikalke.

Die Öhrlikalke sind gut gebankte, blaue Kalke, die meist stark oolithisch und reichlich mit Echinodermenresten durchspickt sind, so daß sie oft eine Echinodermenbrekzie bilden. Daneben enthalten sie noch unbestimmbare Gastropoden, Brachiopoden und Muschelschalenreste. Nur ein bestimmbares Fossil: *Pecten Archiaci* d'Orb. hat der Öhrlikalk geliefert. Der Öhrlikalk tritt im Gelände deutlich durch typische rostbraune Anwitterungsfarbe hervor. Verwittert ist er durch seine mürbe Beschaffenheit und sein (durch Sand- und Eisengehalt bedingtes) braunes Aussehen leicht kenntlich. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt am Subersachwasserfall 3 bis 4 m.

Das Hangende des Öhrlikalkes bilden in diesem Profil eine schwach entwickelte Folge von Valangienmergel. Es sind hier etwa 5 m. Petrographisch sind es schwarzbraune Mergelschiefer, und sie lassen sich so-

fort als die Valangienmergel der Ostschweiz erkennen. Diese Mergel sind stark tonhaltig, zerfallen etwas stengelig und haben auf den Schichtflächen charakteristische braune Rostflecken. Sie sind vollständig fossilfrei.

Diese Mergel gehen nach oben langsam in Kalkschiefer über. Es sind dies hell angewitterte, graue Kalkschiefer mit einzelnen eingeschalteten Kalkbänken, die das petrographische Aussehen des Kalkflysches haben. In den untersten 5 m dieser Kalkschiefergruppe finden sich kleinere Einschaltungen von dunklen Schiefern, deren petrographischer Charakter sehr den Posidonienschiefern des schwäbischen Juras ähnelt. Gegen oben tritt die Schiefergruppe zurück und es werden reine Kalke. Die Bankmächtigkeit beträgt durchschnittlich 15 bis 20 cm. Die Gesamtmächtigkeit dieser Gruppe beträgt 15 bis 20 m.

Diese gesamte Gruppe entspricht dem Valangienkalk der Nordfazies, wie in der Ostschweiz, so ist auch hier der Valangienkalk (neritisch-zoogen) in küstenferneren Zonen als Diphyoideskalk (Arnold Heim spricht ihn als bathyales Sediment an) ausgebildet. Auch im westlichen Bregenzer Wald haben wir in der Südzone überall diese fazielle Vertretung des Valangienkalkes. Ohne scharfe Grenze geht der Diphyoideskalk in den Hangenden Kieselkalk über. Eine wesentlich andere Ausbildung des Valangiens haben wir an der Nordseite des Tiefen Ifen am Söffischrofen. Nur durch den hangenden Kieselkalk ist es möglich, diese zwei Profile zu parallelisieren.

Valangienmergel sind hier die tiefst aufgeschlossenen Schichten. Es sind dunkelbraune, stark tonhaltige, pyritführende Mergelschiefer. Sie verwittern mit gelblicher Farbe. In dem unteren Teil des Profils ist die Ausbildung stark mergelig. In den höheren Partien finden sich häufig Einlagerungen von dünnen Kalkbänken. Diese Kalkbänke, die frisch eine blaugraue, angewittert eine braune Oberfläche besitzen, schwanken sehr stark in der Mächtigkeit (von 2 bis 20 cm). Oft bilden sie eine Muschelbrekzie, selten sind sie oolithisch. In diesen Kalkbänken kehrt die Öhrlikalkfazies wieder, obwohl sie nicht als Öhrlikalk anzusprechen sind. Zwischen den Kalkbänken finden sich wieder die typischen Valangienmergel. Die Gesamtmächtigkeit dieser Valangienmergel ist hier bedeutend, sie läßt sich nicht genau angeben, weil sie nicht ganz aufgeschlossen sind. Sie muß mindestens 100 bis 150 m betragen. Diese große Mächtigkeit ist auch ein Beweis dafür, daß die Valangienmergel den Öhrlikalk und die Öhrlimergel der Südfazies enthalten müssen. Überall tritt dieser Komplex im Tiefen Ifen, von Bächen angeschnitten, hervor und bildet kahle Halden.

Ohne Übergang erhebt sich über den Valangienmergeln der Valangienkalk. Der Valangienkalk ist ein dichter, grauer Kalkstein, der gelegentlich oolithisch ist. Meistens wittert er sehr hellgrau an. In der Ostschweiz ist sein Aussehen makroskopisch sehr schrattenkalkähnlich, während er hier mehr an Seewerkalk erinnert. Im Dünnschliff zeigt sich aber deutlich seine Urgonfazies. Echinodermenreste, Schalentrümmer von Lamellibranchiern, unbestimmbare Foraminiferen und kalkalgenähnliche Gebilde beweisen deutlich seinen organogenen Charakter. Makrofossilien konnten nicht gefunden werden. Seine Mächtigkeit beträgt am Südfuß des Söffischrofens 8 bis 9 m.

An der Obergrenze geht der Valangienkalk allmählich in den Kieselkalk des Hauteriviens über.

Stellt man nun die verschiedene Ausbildung des Valangiens zusammen, so ergibt sich:

Nordfazies (Söffischrofen):	Südfazies (Subersachwasserfall):
2. Valangienkalk (scharfe Grenze)	Diphyoideskalk (Übergang)
	Valangienmergel (Grenze scharf)
1. Valangienmergel mit Einschaltung von Kalkbänken	Öhrlikalk
	Öhrlimergel (Untere Valangienmergel).

In einer Entfernung, die heute 5 bis 6 km beträgt, findet sich eine wesentlich verschiedene Ausbildung der einzelnen Glieder des Valangiens. Ähnliche Verhältnisse im Valangien finden sich im Gebiet der Kanisfluh. Die tiefere Ursache muß wohl in der verschiedenen Küstenferne gesucht werden. Im Norden lagert sich ein zoogenes Sediment (Valangienkalk) ab, das als küstennahe Bildung anzusprechen ist. In der Südfazies wird ein feinkörniger, dünnbankiger Kalk (Diphyoideskalk) sedimentiert. Der Übergang ist leider nicht mehr vorhanden, in den Churfirsten konnte aber A. Heim diese Faziesverschiebung nachweisen. Die Ausbildung des Valangiens in der südlichen Fazies erinnert sehr an die der ultrahelvetischen Decke (A. Heim, *24*) im Gebiete des Mt. Bifé. Nur sind dort die Mächtigkeiten bedeutend größer. Die nördliche Fazies dagegen entspricht mehr der Ausbildung in der Säntis-Drusbergdecke.

Hauterivien.

Das Hauterivien ist in dem behandelten Gebiete überall als Kieselkalk ausgebildet, der dieselbe Beschaffenheit wie im übrigen Vorarlberg und in der Säntisdecke hat. Bezeichnend für ihn ist sein großer Gehalt an Quarzkörnern. Im Dünnschliff zeigt sich, daß in einer kalkigen Grundmasse sehr viel unregelmäßig gestaltete Quarzkörner eingebettet sind. Vereinzelt sind noch Glaukonit- und Pyritkörner sichtbar. Die Abnahme des Quarzgehaltes nach oben ist deutlich aus einem Dünnschliff des obersten Kieselkalkes ersichtlich. Nur noch vereinzelt sind Quarzkörner in der Grundmasse zu finden. Spärliche Foraminiferentrümmer und ein Krinoideenstielglied sind die einzigen organischen Reste, die im Dünnschliff zu finden waren.

Der Kieselkalk ist ein neritisch-klastisches Sediment. Für die Organismen waren die Lebensbedingungen zu ungünstig; beinahe überall ist er vollständig fossilleer.

Das materialliefernde Land muß, wie Kockel für Albien und Gault annimmt, im O oder NO gelegen haben. In der Ostschweiz verschiefert der Kieselkalk in der Südrichtung, Transport des Materials aus Süden kommt daher nicht in Betracht.

Die Gesamtmächtigkeit des Kieselkalkes beträgt im Gebiete des Hohen Ifen etwa 70 bis 80 m. Morphologisch hebt er sich deutlich zwischen dem weichen Valangien und den mergeligen Drusbergschichten als erste Steilwand ab. Die Kieselkalkwand hat im Gegensatz zu einer Schrattenkalkmauer eine bläulichgelbe Färbung. Wo Schichtflächen des Kieselkalkes auf größeren Flächen aufgeschlossen sind, sind sie meist von Karren, allerdings von geringerem Ausmaße als die des Schrattenkalkes, durchzogen.

Im Ifen-Gottesackergebiet sind nur im Tale des „Tiefen Ifen" größere Aufschlüsse vorhanden. Südlich der Lohmoosalpe ist der Kieselkalk an einer Felswand noch etwas aufgeschlossen.

Altmannschichten.

Die in den Schweizer Alpen oft so charakteristisch und gelegentlich so mächtig entwickelten Altmannschichten fanden sich nur bei der Alpe Kalbegündle (an der Nordseite des Söffischrofens).

Auf dem Kieselkalk liegt hier eine Folge von etwa 20 cm dunklen, glaukonitischen Mergeln und darüber etwa 1,3 m dunkle, mergelige Kalke. Diese Kalke führen Glaukonit und Pyrit. Obwohl hier die Altmannschichten fossillos sind, zeigen Fossilfunde aus dem Säntisgebiet, wo sie sehr ähnlich ausgebildet sind, ihr Unterbarrêmienalter an.

Drusbergschichten.

Zwischen den beiden Felsmauern des Kieselkalkes und des Schrattenkalkes heben sich die dazwischenliegenden Drusbergschichten schon aus der Ferne durch ihr sanftes Gehänge ab. Viele Almen des Bregenzer Waldes liegen auf diesen bewachsenen Hängen.

Petrographisch sind die Drusbergschichten dunkle Mergelschiefer, die mit dunkelgrauen Kalkbänken wechsellagern. Nur im Süden sind sie bis zu ihrem Liegenden aufgeschlossen und haben etwa die Mächtigkeit von 200 bis 250 m. Infolge ihrer Neigung zu Spezialtektonik (Kleinfältelung), läßt sich ihre Mächtigkeit nicht genauer angeben. Wie in den anderen Teilen des Bregenzer Waldes, so nimmt auch hier in nördlicher Richtung die Mächtigkeit ziemlich schnell ab. Schon am oberen Gottesacker sind sie nur noch 150 m mächtig.

Gegen Süden nimmt die Mächtigkeit auf Kosten des Schrattenkalkes zu, wie dies schon Vacek und Richthofen richtig beobachtet haben. Mylius führt die starke Mächtigkeit an der Ifenwestwand auf tektonische Ursachen zurück. Die Drusbergschichten sollen infolge einfacher Faltung zweimal zu Tage treten. Wie der klare Bau des Ifengewölbes zeigt, liegt kein Grund zu dieser Annahme vor.

Das Alter der Drusbergschichten ist wohl in Übereinstimmung mit dem Westen als Unterurgon (Barrêmien) anzusetzen. Fossilien aus den Drusbergschichten sind eine große Seltenheit; Thiel und Straeter erwähnen je einen Fund eines *Toxaster collegnoi*. Der Begriff Drusbergschichten ist nicht als genaue Altersbezeichnung zu gebrauchen; denn im Süden des Vorarlberger Kreidegebietes vermergelt ein großer Teil des Schrattenkalkes. So erwähnt Thiel (*13*), daß an der Hangspitz Gault direkt auf den Drusbergschichten liegt.

Schrattenkalk.

Von den stolzen Gipfeln der helvetischen Decken bis zu den letzten Ausläufern der helvetischen Zone im Allgäu trägt überall der Schrattenkalk sein typisches Gepräge.

Eine Trennung in oberen und unteren Schrattenkalk, die in der Schweiz möglich ist, ist hier im Gebiete des Ifen-Gottesackers nur beschränkt durchführbar. An der Westwand des Hohen Ifen ist diese

Teilung einigermaßen gut ausgebildet. Einen Orbitolinenhorizont *(Orbitolina lenticularis)*, der in der Ostschweiz so häufig als Trennungsglied zwischen unterem und oberem Schrattenkalk ausgebildet ist, findet sich im hinteren Bregenzer Walde nirgends. Nur an der schon erwähnten Ifenwestwand treten in der Höhe von etwa 2160 m mit Beginn des oberen Schrattenkalkes, diese Orbitolinen vereinzelt auf, um in den höheren Teilen des Schrattenkalkes, gelegentlich ganze Nester bildend, das ganze Gestein zu erfüllen.

Lithologisch ist der Schrattenkalk ein kristalliner, meist grauer, gelegentlich sehr hell aussehender Kalk, der meistens sehr viel Kalkspatprismen der Echinodermenskelette enthält. Seiner Entstehung nach wird er von Heim als hemi-organogenes Gestein, entstanden aus chemisch niedergeschlagenem Kalk mit mehr oder weniger Organismenresten, aufgefaßt. Diese Bildung spricht Heim als subrezifal an.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß Organismen wesentlich an seinem Aufbau beteiligt sind, und zwar neben Schalenresten von Muscheln hauptsächlich Korallen, Bryozoen, Foraminiferen, besonders *Orbitolina lenticularis*, die auf Aptienalter hinweist.

Seine Hauptmächtigkeit hat der Schrattenkalk am Hohen Ifen, es sind dort etwa 90 bis 100 m. Davon kommen auf den unteren Schrattenkalk 25 m und 60 bis 75 m auf den oberen. Schon südwestlich des Hohen Ifen, im Gebiet der Pellingersköpfe, ist der Schrattenkalk auffallend gering, er hat nur noch 40 bis 50 m Gesamtmächtigkeit. Große Teile des Schrattenkalkes sind in die Fazies der Drusbergschichten übergegangen. Diese Tatsache hat schon Vacek richtig erkannt. Am Hochglockner im Bregenzer Walde ist nach Schaad überhaupt nichts mehr von Schrattenkalk zu sehen.

Auch gegen Norden schrumpft der Schrattenkalk etwas; an den oberen Gottesackerwänden hat er nur noch eine Mächtigkeit von 70 bis 80 m. Eine Trennung in unteren und oberen Schrattenkalk ist nicht mehr möglich. Im Norden des Rohrmoosertales hat H. P. Cornelius an den Scheienwänden die gleiche Mächtigkeit festgestellt. — Zur Entscheidung der Altersfrage des Schrattenkalkes sind eindeutige Leitfossilien, mit Ausnahme von *Orbitolina lenticularis*, die auf Aptienalter hinweist und nach Douvillé erst im oberen Aptien vorkommt, nicht gefunden worden. Ihr Auftreten in jeder Höhe des oberen Schrattenkalkes beweist nur sein Aptienalter.

Arnold H. Heim und H. W. Schaad setzen den unteren Schrattenkalk in das obere Barrêmien. Der obere Schrattenkalk ist folglich in das untere Aptien zu stellen.

An bestimmbaren Fossilien hat das Gebiet sehr wenig geliefert:

Lithodomus sp.
Modiola amygdaloides d'Orb.
Lima sp.
Matheronia aff. Math.
Ostrea sp.
Thamnastraea sp.
Serpula sp.

Brisisandstein.

Das obere Aptien oder Gargasien ist im Ifengebiet nur als Brisisandstein vorhanden. Dieser ruht mit deutlicher Diskontinuität auf dem

Schrattenkalk. Die obere Fläche des Schrattenkalkes zeigt oft kleine Vertiefungen von karrenartigem Aussehen; meist sind diese Bildungen vollständig mit Brisisandstein ausgefüllt. Mylius (*6*, S. 540) versuchte die Unebenheiten der Schrattenkalkobergrenze durch Bewegungsvorgänge zu erklären. Straeter vermutet als primäre Ursache submarine Auslaugung. Das Sickerwasser, das nach Trockenlegung der Sedimente sich zwischen den Schichtflächen fortbewegte, spielte vielleicht bei der Verstärkung von Rissen und Unebenheiten eine gewisse Rolle, in diese Vertiefungen wären dann die Brisisande hineingefallen. Eine ähnliche Ansicht vertritt Jan Schoo (*11*). Nach der Heraushebung der helvetischen Sedimente über den Meeresspiegel, traten durch Wasserzirkulation Lösungserscheinungen auf, die sich nur an einzelnen Stellen ausgewirkt haben.

Der Brisisandstein ist ein fein- bis grobkörniger Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel. Fast immer ist er stark glaukonithaltig. Sein gebändertes Aussehen ist durch die lagerförmige Anhäufung der Glaukonitkörner bedingt. Durch Verwitterung bildet sich auf den Außenflächen eine sehr poröse, rostbraune Schicht, so daß er dann leicht mit einem Flyschsandstein verwechselt werden kann. Der Brisisandstein ist in dem Gebiet vollständig fossilleer; auch im Dünnschliff zeigten sich keinerlei Spuren von Organismen.

Im Westen kommen die Brisischichten häufig in der fossilführenden Fazies der Echinodermenbrekzie („Brisibrekzie") vor, dadurch war die stratigraphische Lage feststellbar. Die Brisischichten gehören dem obersten Aptien (Gargasien-Clansayes-Zone Jakobs) an. Im Bregenzer Wald (westlicher Teil) kommt die Echinodermenbrekzienfazies nur noch sporadisch vor, weiter östlich fehlt sie vollständig. Kockel erklärt dies durch Meeresströmungen aus N- bis NO-Richtung, die den Echinodermen unzusagende Lebensbedingungen geschaffen hätten.

Diese Meeresströmungen haben ihr Material entlang der Küste abgesetzt, im küstenfernsten Gebiet wurde weniger Material transportiert und abgesetzt.

Ein Vergleich der Mächtigkeit des Brisisandsteines zeigt diese Abnahme sehr deutlich:

Im Grüntengebiet sind es noch 40 m Brisisandstein, bei Wasach (westlich Oberstdorf) 20 m (nach A. Heim), an der Walserschanz 18 bis 20 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit im Ifengebiet ist etwa 5 m und im Süden des Ifens, über der Melköde, sind nur noch 4 m Brisisandstein vorhanden.

Albien.

Das Albien ist im östlichen Bregenzer Wald sehr mangelhaft aufgeschlossen und kommt nur fetzenartig in den tektonischen Mulden zum Vorschein. Während im westlichen Bregenzer Wald und in der Ostschweiz die Gliederung sehr reichhaltig ist, ist seine Ausbildung hier verhältnismäßig einförmig.

Wohl das beste Profil des Ifengebietes hat schon A. Heim (8) beschrieben (s. Abb. 3, Profil 2).

Der helle Brisisandstein geht allmählich in einen stark glaukonithaltigen, kalkigen Grünsand über. Dieser Grünsand hat fast immer eine Mächtigkeit von etwa 0,5 bis 0,7 m; bei seiner vollständigen Fossillosig-

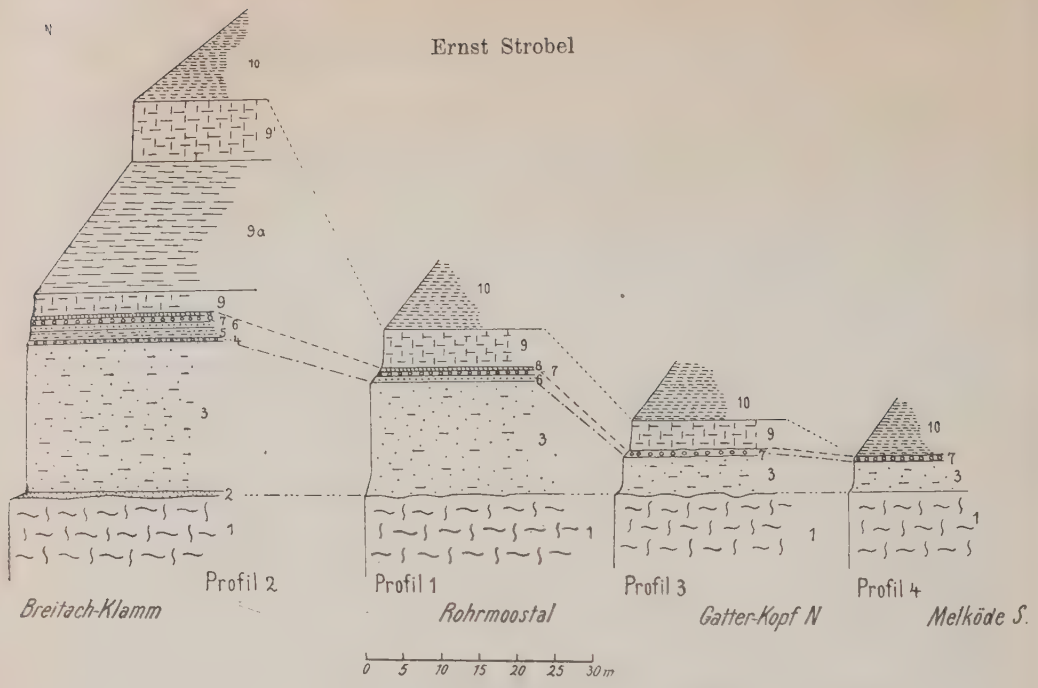


Abb. 3. Stratigraphische Übersichtsprofile der mittleren und oberen helvetischen Kreide.

Stratigraphische Übersichtsprofile der mittleren und oberen helvetischen Kreide.

Profil 1. Dieses Profil stammt aus dem Rohrmoosertal. Es wurde etwas östlich von der Flußbezeichnung „Starzlach" der Karte aufgenommen.

10. Leistmergel
9. Seewerkalk, Mächtigkeit 5 m typische Ausbildung
8. Überturrilitenschicht, Mächtigkeit 0,5 m. Seewerkalk, der leicht pyrit- und glaukonitführend ist
7. Lochwaldschicht, Mächtigkeit 0,6 m. Mit Phosphoritknollen. Fossilien: *Nautilus* sp., *Lytoceras* sp., *Parahoplites* sp.
6. Twirrenschicht, Mächtigkeit 0,7 m. Dunkelgrüner Glaukonitkalk
5. und 4. fehlen
3. Brisisandstein, Mächtigkeit 15 m. Normale Ausbildung
2. Fehlt
1. Schrattenkalk, Mächtigkeit ? Streichen Nord 100° Ost, Fallen 90° Nord.

Profil 2. Wurde schon von Arnold Heim beschrieben (8) Stammt aus dem Südflügel der Breitachklamm.

10 Leistmergel
9b. Oberer Seewerkalk
9a. Fleckenschiefer
9. Unterer Seewerkalk
8. Überturrilitenschicht
7. Lochwaldschicht
6. Twirrenschicht
5. Niederischicht
4. Durchschlägischicht
3. Brisisandstein
2. Gamserschichten
1. Schrattenkalk

Profil 3. Stammt vom Nordflügel des Gatterkopfgewölbes. Streichen des Schrattenkalkes Nord 90° West, Fallen 85° Nord.

10. Leistmergel
9. Seewerkalk, Mächtigkeit 4 m
7. Lochwaldschicht, Mächtigkeit 0,4 m
3. Brisisandstein, Mächtigkeit 5 m
1. Schrattenkalk.

Profil 4. Vom Westende der Melköde gegen den Melkochsenhof aufgenommen.

10. Leistmergel
7. Lochwaldschicht, Mächtigkeit 0,5 m
3. Brisisandstein, Mächtigkeit 4 m
1. Schrattenkalk, Streichen Nord 30° West, Fallen 30° Süd.

keit ist es unmöglich, ihn in eine der verschiedenen Albienstufen einzugliedern. Wahrscheinlich umfaßt er die in der Breitachklamm und in der nördlichen Zone noch gut unterscheidbaren: „Durchschlägi-, Niederi- und Twirrenschichten". Dieser Grünsand (besser sandiger Glaukonitkalk) ist im Profil 1 als Twirrenschicht eingetragen. Die Twirrenschicht in der Breitachklamm ist diesem Glaukonitkalk sehr ähnlich ausgebildet, und da ein stetiger Übergang von Brisisandstein zu dem Glaukonitkalk stattfindet, so umfaßt der letztere wahrscheinlich auch die beiden anderen Stufen.

Öfters fehlt dieser Glaukonitkalk (s. Profil 3 und 4). Die Sedimentation zur Albienzeit muß sehr unregelmäßig gewesen sein; denn in einzelnen Gebieten fehlen ganze Schichtglieder.

Über dem Glaukonitkalk folgt ein wenig mächtiges, aber petrographisch bemerkenswertes Glied:

Die Lochwaldschicht. Es ist dies ein dunkelgrüner Kalksandstein mit zahlreichen Phosphoritknollen. Die dunklen Phosphoritknollen geben der Schicht ein sehr charakteristisches Aussehen. Sie sind von unregelmäßiger Gestalt und von verschiedenem Durchmesser (bis 5 cm). In Bachbetten, in denen das Wasser über die Schichtflächen der Lochwaldschicht fließt, werden die schwerlösbaren Phosphoritknollen sehr gut herauspräpariert und stehen dann in pilz- bis birnförmiger Gestalt aus dem Gestein hervor.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß in eine kalkige Grundmasse unregelmäßige, oft scharfkantige Quarzkörner eingebettet sind. Glaukonit und Pyrit sind reichlich vertreten. Die Phosphoritknollen haben eine gelbliche Farbe und sind im polarisiertem Licht optisch isotrop.

Die Entstehung dieser Phosphoritknollen ist wahrscheinlich auf ein Massensterben von Organismen zurückzuführen, das an Stellen des Meeresbodens erfolgte, wo kalte und warme Meeresströmungen zusammentrafen. Auch das Vorkommen von Glaukonit deutet nach Behrend *(23)* auf diese Ursache hin. Obwohl die Mehrzahl der Phosphorite als syngenetische Bildungen angesehen werden, so kommt doch J. Schadler *(21)* zu der Ansicht, daß die Gaultphosphorite des Bregenzer Waldes epigenetische Bildungen seien. Die Verwesungsprodukte des phosphorhaltigen Eiweißes haben sich zusammengeballt, sie rückten zu Kolloidklümpchen zusammen. Im weiteren Verlauf der Diagenese sammelten sich dann diese zu größeren Phosphoritknollen an.

Eine Gesteinsanalyse[1]) (die Herr Dr. Kisskalt, Nürnberg, anfertigte und mir freundlichst zur Verfügung stellte) zeigt folgendes:

A. Analyse des Gesteins ohne Phosphoritknollen.

Aus dem Gehalt an:

1.	P_2O_5 ergeben sich $Ca_5(PO_4)_3Fe$ Apatit	6,75 %
2.	CO_2 ergeben sich $CaCO_3$	50,68 %
3.	Sulfidschwefel ergeben sich Pyrit	2,47 %
3.	Sand ergeben sich Quarz	33,69 %

Der in dem Gestein enthaltene Apatit stammt in der Hauptsache aus

[1]) Das Material stammte aus der Lochwaldschicht, die am Schwarzwasserbach beim Elektrizitätswerk Backer Riezlern aufgeschlossen ist.

kleinen, schwarzen Einsprenglingen von Phosphorit, die makroskopisch zu entfernen unmöglich war.

B. Analyse des Phosphorits.

Aus dem Gehalt an:

1. P_2O_5 ergeben sich Apatit . . . . . 37,34 %
2. CO_2 ergeben sich Kalziumkarbonat . . . . . 21,66 %
3. Sulfidschwefel ergeben sich Pyrit . . . . . 1,48 %
4. Quarz . . . . . 30,54 %

Fluor und Chlor wurden in dem Phosphorit nur qualitativ nachgewiesen, ihre Anwesenheit gestattet aber den Schluß zu ziehen, daß es sich nicht um Kollophan handeln kann, wie Schadler angenommen hat, sondern um amorphen Phosphorit.

An Fossilien fanden sich folgende Formen:

Terebratula dutempleana d'Orb.
Aucellina St. Quirini Pomp. (massenhaft bei der Vorsässe Wäldele bei Riezlern)

Nautilus sp.
Lytoceras sp.
Parahoplites sp.

} Die Cephalopoden stammen alle aus dem Rohrmoosertal, sind aber so mangelhaft erhalten, daß sie nicht weiter bestimmt werden konnten.

Aus Foraminiferenresten ließen sich im Dünnschliff folgende Formen bestimmen: *Cristellaria*, *Textularia* und Globigerinen.

Die Turrilitenschichten (Vraconnien) wurden in dem bearbeiteten Gebiet nirgends aufgefunden; wahrscheinlich fehlen sie, wie ja auch im westlichen Bregenzer Wald.

Das obere Cenoman, die Überturrilitenschichten (Rotomagien), findet sich nur an wenigen Stellen ausgebildet, so im Rohrmoosertal, in der Breitachklamm und dann noch am Weg zum Hörnlepaß, kurz vor der Landesgrenze. An all diesen Stellen hat es die gleiche Mächtigkeit (etwa 0,5 m). Es sind hellgraue, dichte Kalke, die sich vom Seewerkalk nur durch das Vorhandensein von Pyrit und Glaukonit unterscheiden.

Die Überturrilitenschichten finden sich in der gleichen Ausbildung in den oberen helvetischen Decken.

Obere Kreide.

I. Seewerkalk.

Die Überturrilitenschichten der mittleren Kreide gehen allmählich in den Seewerkalk über. Sind aber die Überturrilitenschichten nicht entwickelt (s. Profil 3, Abb. 3), so liegt der Seewerkalk direkt der Lochwaldschicht, ohne Diskordanz auf. Der Seewerkalk ist von der gleichen typischen Ausbildung wie in den Schweizer Alpen.

Der Seewerkalk ist in dem bearbeiteten Gebiete vollständig fossilleer; nur im Dünnschliff zeigen sich sehr viele Foraminiferen (es handelt sich in der Hauptsache um Pithonellen und Globigerinen).

Die Mächtigkeit des Seewerkalkes ist sehr verschieden, am stärksten ist er wohl am Südausgang der Breitachklamm entwickelt. Dort findet sich auch die schon von A. Heim beschriebene bemerkenswerte Zweiteilung des Seewerkalkes. Auf etwa 4 m unteren Seewerkalk folgen etwa 20 m grünliche Fleckenschiefer, darüber in der petrographischen Ausbildung

des unteren Seewerkalkes etwa 8 m oberer Seewerkalk. Diese Spaltung des Seewerkalkes ließ sich im Gebiete sonst nirgends mehr belegen. Wohl aber läßt sich feststellen, daß er sich in der Südrichtung stark reduziert und wahrscheinlich ganz auskeilt. Das südlichste Vorkommen im Ifengebiet liegt im Hörnletobel. Bei der Reichsgrenze befindet sich ein kleiner Aufschluß mit:

3. 2—3 m Seewerkalk
2. 0,5 m Überturrilitenschichten
1. 0,25 m Lochwaldschicht.

Im allgemeinen hat der Seewerkalk in diesem Gebiete 4—5 m Mächtigkeit; im Grüntengebiet hat Heim eine Mächtigkeit bis zu 40 m festgestellt. Im Balderschwangergebiet schwankt die Mächtigkeit erheblich, nach Cornelius steigt sie noch bis 25 m an.

Seinem Alter nach ist der Seewerkalk in Analogie mit der Schweiz in das Turon zu stellen.

II. Leistmergel.

Das Hangende des Seewerkalkes bilden die Leistmergel. In ihrer petrographischen Beschaffenheit sind es hellgraue, geschieferte und oft sehr stark gefältelte Mergelschiefer, die im Ifen-Gottesackergebiet eine große Verbreitung besitzen. Ihre Mächtigkeit ist schwer bestimmbar, da sie stark tektonisch beansprucht sind. Schätzungsweise handelt es sich um 150 bis 200 m. In dem ganzen Gebiet füllen sie die tektonischen Mulden aus und bilden dort durch ihre leichte Verwitterbarkeit und ihren großen Tongehalt einen guten Almboden. Stets sind die Leistmergel mit einer reichhaltigen Vegetation bedeckt.

Die Leistmergel zeichnen sich durch ihre große Fossilarmut aus. In der Mulde südlich des Plessigkopfes fand sich ein schlecht erhaltener *Inoceramus* cf. *cripsi*.

In den obersten 50 m der Leistmergelgruppe schalten sich im Walserschanzbachprofil mehrere Bänke eines harten Gesteines ein. Das Gestein ist ein intensiv grün gefärbter, stark quarz- und glaukonitführender Sandstein. Die Gesamtmächtigkeit dieses Glaukonitsandsteines beträgt etwa 4—5 m. Die einzelnen Bänke sind durch Mergelzwischenlager getrennt. Die durchschnittliche Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 3—5 cm

Im Dünnschliff zeigt es sich, daß die Hauptbestandteile des Glaukonitsandsteines Quarzkörner sind, die dann sekundär durch Kieselsäure verkittet wurden. Neben Quarz ist noch Glaukonit ein wesentlicher Bestandteil. Die Glaukonitkörner sind stark zersetzt und bedingen dadurch die intensive Grünfärbung des Gesteins. Kalk und Pyrit sind spärlich vorhanden. Von Organismenresten war nichts festzustellen.

Wir haben es hier mit einem Äquivalent des Gümbelschen „Burgberger Grünsandes" zu tun und müssen daher auch diesen Namen übernehmen. Am Grünten ist der Burgberger Grünsand 10—15 m mächtig. Reis stellte ihn auf Grund paläontologischer Beweise ins Maestrichien. In der Oberstdorfer Gegend ist er in bedeutender Mächtigkeit vorhanden, am Burgbühl sind es 30 m. An der Walserschanz ist das südlichste Vorkommen des Burgberger Grünsandes, in der Nähe von Oberstdorf. Die Grünsandschichten keilen in der Richtung Nordsüd allmählich aus. In die bisher bekannten paläogeographischen Verhältnisse des helvetischen

Schelfmeeres lassen sich Grünsandbildungen sehr gut einfügen. Sie treten stets in der Schelfregion in geringer Tiefe auf und keilen auch sonst allenthalben in der Richtung nach dem Gebiete des tieferen Wassers aus.

Über den Burgberger Grünsand setzen sich die Leistmergel als „Obere Leistmergel" fort. Eine Änderung der petrographischen Beschaffenheit tritt nicht ein. Die Mächtigkeit der oberen Leistmergel beträgt etwa 40 m.

Die fazielle Ausbildung der Kreide im Ifengebiet und der Ostschweiz.

Die einzelnen Glieder der helvetischen Kreide zeigen im östlichen Bregenzer Walde genau die gleichen faziellen Verhältnisse wie in der Ostschweiz. Es sind typische Schelfsedimente, welche in ihrem ursprünglichen Ablagerungsbezirke nach Süden in Sedimente eines küstenferneren und wohl auch tieferen Beckens übergehen. Die Vertretung des zoogenen Valangienkalkes durch den tonreichen, bathyalen Diphyoideskalk und die starke Entwicklung der Drusbergschichten im Süden, zeigt deutlich diese Änderung.

Beim Vergleich der einzelnen Kreideglieder ergibt sich:

Das Valangien (mit Diphyoideskalk) im Süden erinnert sehr stark an die Ausbildung in der ultrahelvetischen Decke (am Mt. Bifé). Der Valangienkalk in der Nordfazies ist dagegen mehr der Säntis-Drusbergdecke zuzusprechen.

Das Hauterivien hat eine ähnliche Ausbildung wie in der Säntis-Drusbergdecke, auch dort ist es in der Kieselkalkfazies vorhanden. Die mächtige Ausbildung der Drusbergschichten erinnert wieder sehr an den Südteil der Säntisdecke im Alviergebiet. Auch der Schrattenkalk hat im Ifengebiet etwa wieder die Mächtigkeit der Säntisdecke.

Das obere Aptien (Gargasien) ist nur in der Fazies des Brisisandsteines vertreten, die Mächtigkeit und Ausbildung weist wieder auf das Alviergebiet hin.

Das Albien ist eigenartig entwickelt, bezeichnend ist die schwache Ausbildung und das Fehlen verschiedener Stufen. Es läßt sich kaum mit einem der Schweizer Vorkommen vergleichen.

Die schwache Ausbildung des Seewerkalkes und dessen stratigraphisches Auskeilen weisen wieder auf ultrahelvetische Beziehungen hin. Im ultrahelvetischen Gebiet des Mt. Bifé hat der Seewerkalk nach A. Heim eine Mächtigkeit von etwa 2,5 m.

Die Ausbildung der Kreidesedimente des Ifengebietes ist eng verwandt mit derjenigen der Säntis-Drusbergdecke, es lassen sich aber auch Beziehungen zu den ultrahelvetischen Gebieten feststellen.

Die Kreide-Flyschgrenze.

Die Kreide-Flyschgrenze des Bregenzer Waldes ist ein sehr umstrittenes Problem. Zwei grundsätzlich verschiedene Meinungen stehen sich hier gegenüber. Die Grenze wird als tektonisch bedingt aufgefaßt, und zwar soll es sich um eine Überschiebung des Flyschkomplexes auf die helvetische Kreide handeln. Mylius und in neuerer Zeit M. Richter sind die Hauptvertreter dieser Ansicht. Der Flysch wird von Richter

als ultrahelvetische, dann als ostalpine Hochkugeldecke angesehen. Die Gegenseite dagegen sieht einen kontinuierlichen Übergang von der obersten Kreide, den Leistmergeln, in den untersten Flysch, den Wildflysch.

So hält z. B. Arnold Heim (*8*, S. 469) einen großen Teil des Wildflysches für kretazisch und schreibt von einem Übergang der Leistmergel in den Wildflysch. Auch M. Richter vertrat in seinen früheren Arbeiten diesen Standpunkt und kam erst in neuerer Zeit sehr bemerkenswerterweise zu der Auffassung einer tektonischen Grenze.

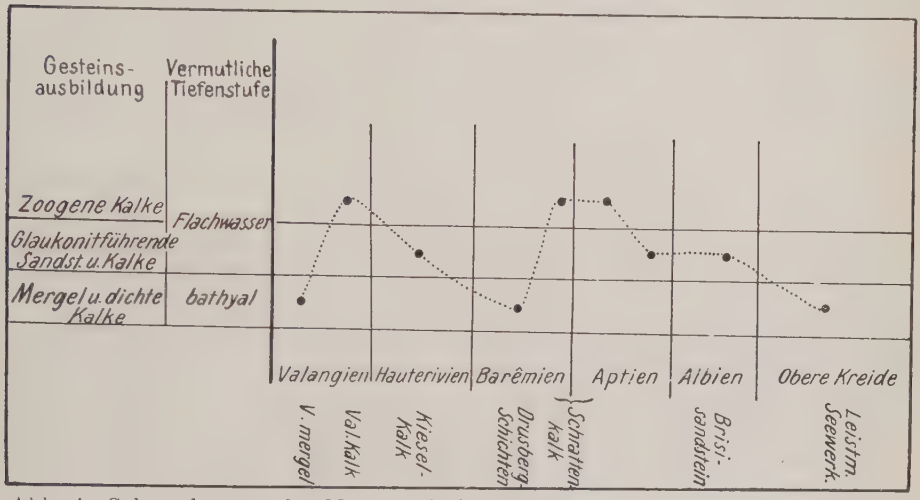


Abb. 4. Schwankungen der Meerestiefe in der Kreide des Untersuchungsgebietes. (Die Bezeichnung „Brisisandstein" steht zu weit rechts. Sie ist so weit links gerichtet zu denken, daß sie das obere Aptien mitumfaßt.)

Auch E. Kraus (*20*, S. 269) nimmt an, daß die liegenden Horizonte des Wildflysches normal über den obersten Schichten der helvetischen Kreide folgen. Auch nach meinen Beobachtungen können wir von einer scharfen Grenze nicht sprechen. Neben dem schon von A. Heim angeführten Profil bei der Walserschanz kommen hauptsächlich zwei Flyschprofile in dem bearbeiteten Gelände in Betracht. Das eine liegt an dem Fahrweg von Riezlern nach Schwende. Bei der Brücke über die Breitach stehen noch typische Leistmergel an. Diese werden nach einigen Metern in der Richtung Riezlern dunkler und sandig, bis sie dann allmählich in die etwas sandigeren unteren Wildflyschmergeln übergehen.

Sonst ist diese Grenzzone nur noch in einem kleinen Bach, der vom Steinmandel gegen die Ifersgundalm fließt (nordwestlich der Schwarzwasserhütte), gut aufgeschlossen. Dort herrschen genau dieselben Verhältnisse: „Die Leistmergel werden dunkler und sandiger bis sie wieder zu den typischen Wildflyschmergeln werden." Dieser Übergang von Leistmergeln zu Wildflysch vollzieht sich etwa auf 5—10 m Abstand.

Über das Alter des untersten Gliedes des Vorarlberger Flysches ist zu bemerken, daß allgemein oberste Kreide angenommen wird. Genauer läßt es sich nicht festlegen, da Fossilfunde bis heute vollständig fehlen.

Flyschgliederung.

In dem bearbeiteten Gebiet ist der Flysch in der von Kraus *(20)* aufgestellten „Oberstdorfer Fazies" ausgebildet. Zwei Gliederungsversuche (von Richter und von Kraus) sind für dieses Gebiet aufgestellt worden. Beide Gliederungen stehen sich in einigen Punkten extrem gegenüber.

Nach Richter sind in der südlichen und nördlichen Flyschzone des Bregenzer Waldes folgende Glieder zu unterscheiden:

IV. Sandsteinzone (Oberzollbrückersandsteine)
III. Quarzitzone
II. Kalkzone
I. Wildflysch.

Auch E. Kraus hat neuerdings den Flysch seiner Oberstdorfer Fazies weiter gegliedert und den ganzen Komplex folgendermaßen aufgeteilt:

4. Birnwangschichten
3. Quarzitgruppe
2. Kalkgruppe
1. Wildflysch.

Während der Wildflysch in beiden Einteilungen dasselbe umfaßt, finden bei den andern Gliedern erhebliche Abweichungen statt. Die „Flyschkalkgruppe" und die „Kalkzone", ebenso die „Quarzitgruppe" und die „Quarzitzone" sind gleichgebrauchte Bezeichnungen, jedoch in keiner Weise miteinander identisch. Ebenso ist das oberste Glied, die Richtersche „Sandsteinzone" durchaus nicht den Kraus'schen „Birnwangschichten" gleichzusetzen.

Nach meinen Untersuchungen müssen wir den Flysch des Walsertales in folgende Gruppen aufteilen und folgendermaßen parallelisieren:

VII. Birnwangschichten
VI. Quarzitzone (gleich der Richter'schen Quarzitzone)
V. Kalkzone (gleich der Richter'schen Kalkzone)
IV. Piesenkopfschichten (gleich dem Kraus'schen Piesenkopfkalk der Sigiswangerfazies)
III. Flyschsandsteinzone (gleich dem Kraus'schen Hauptsandstein der Sigiswangerfazies)
II. Untere Kalkzone (wurde von Richter und Kraus nicht aufgestellt, sie ist erst von Schaad im westlichen Bregenzer Wald abgetrennt worden)
I. Wildflysch.

I. Wildflysch.

Wie schon oben bemerkt wurde, besteht ein langsamer Übergang von der obersten Kreide zu dem untersten Flyschgliede, dem Wildflysch.

Das charakteristische für ihn ist seine wilde Zusammensetzung, d. h. in ihm sind die heterogensten Elemente vereinigt. In der Hauptsache sind es grauschwarze, sandige Mergelschiefer, denen exotisches Gestein, Quarzitbänke, Kalkbänke oder auch Sandsteine eingelagert sind. Dieser ganze Komplex ist intensiv gefaltet; ferner ist seine fazielle Ausbildung von Profil zu Profil so starken Änderungen unterworfen, daß er kaum weitergegliedert werden kann. Die diluviale und alluviale Bedeckung des Geländes verhindern, größere Wildflyschaufschlüsse durchgehend zu ver-

folgen. Es bleibt nur die Möglichkeit übrig, in den Bachrissen den Wildflysch zu studieren. Gute Profile gaben allein der Schmiedbach, der von Riezlern gegen das Fellhorn hinaufzieht. Gut ist hier der Übergang von Leistmergel zu Wildflysch sichtbar. Auch in einigen kleinen Bachrissen, westlich der Schwarzwasserhütte, ist Wildflysch einigermaßen gut aufgeschlossen.

Überall beginnt der Wildflysch mit dunklen, sandigen Mergelschiefern, die wohl neben den exotischen Blöcken das Hauptcharakteristikum des Wildflysches bilden. In diesem Mergelschieferkomplex finden sich schon die heterogensten Einschaltungen, wie Sandkalke, Kalke, Quarzite und auch Sandsteine, ohne daß es möglich gewesen wäre, eine feinere Gliederung aufzustellen.

Nur in dem Profil des Schmiedbaches war es möglich, den Wildflysch etwas zu gliedern, und zwar in folgende Gruppen:

3. Oberer Wildflysch
2. Wildflyschkalkgruppe
1. Unterer Wildflysch.

Unterer Wildflysch. Im unteren Wildflysch sind die charakteristischen petrographischen Bestandteile sandige Mergelschiefer, Einschlüsse fremden Gesteines, die als exotische Blöcke bezeichnet werden, und Sandkalke. Diese Gruppe hat etwa 40—50 m Mächtigkeit, ist intensiv gefaltet, aber ohne entzifferbare Tektonik. Die exotischen Blöcke sind meist auf den untersten Teil des Wildflysches beschränkt. Es sind häufig grüne, polygene Brekzien, die das verschiedenartigste Material wie Granite, Glimmerschiefer und tonige Bestandteile enthalten.

Diese exotischen Blöcke waren teilweise schon verfestigt als sie im Flyschbecken abgelagert wurden; sie sind ein Beweis für die Existenz eines in der Nähe gelegenen kristallinen Landes. Kockel leitet sie von einer kristallinen Antiklinale, dem Rumunischen Rücken, ab.

Gut sind exotische Blöcke auf dem Wege von Riezlern nach der Schwende, kurz oberhalb der Breitachbrücke sichtbar. Die Lagerung erweckt hier den Anschein, als ob es richtige Bänke seien; sie müßten aber dann nach sehr kurzer Zeit wieder auskeilen, da in den benachbarten Aufschlüssen nichts mehr von ihnen sichtbar ist. Hier handelt es sich um drei Bänke von je 20—30 cm Mächtigkeit. Die Bänke sind gefaltet und durch eine 5—10 cm mächtige Mergelschicht getrennt. Darüber folgen dann schwarze Mergelschiefer, die zur Wildflyschkalkzone überleiten.

Wildflyschkalkzone. Die Wildflyschkalkzone ist auf der kurzen Strecke vom Schmiedbach zum Zwerenbach verfolgbar. Den besten Aufschluß zeigt aber das obengenannte Profil an der Breitachbrücke. Hier ist diese Zone etwa 30 m mächtig. Petrographisch sind es dunkle, schwach quarzhaltige Sandsteine von geringer (meist 20—30 cm) Bankmächtigkeit, die mit helleren, mergeligen Kalken und Mergelschiefern wechseln. In den helleren Kalken sind gut erhaltene Helminthoiden, Fukoiden und problematische Gebilde auffindbar. Diese Problematika haben ein wurmförmiges Aussehen, sind meist von verschiedener Dicke (3—6 mm) und einer Länge bis zu 6 cm. Ihre Form ist leicht gewunden, aber immer sind sie ganz regellos. Die wahrscheinlichste Deutung für

diese Gebilde dürfte wohl die als Exkremente niederer Organismen (Würmer) sein.

Oberer Wildflysch. Dieser Komplex ist 60—80 m mächtig. Seine Hauptbestandteile sind ebenso wie in dem unteren Wildflysch sandige Mergelschiefer mit eingelagerten Kalk-, Quarzit-, seltener Sandsteinbänken. Von Helminthoiden, Fukoiden ist nichts mehr zu sehen; ebenso konnten keine polygenen Brekzien gefunden werden.

Den Abschluß des Wildflysches gegen oben bilden fast in sämtlichen Bachrissen deutlich hervortretend rote und grüne Mergelschiefer. Auch M. Richter faßte diese Zone als Grenzregion des Wildflysches auf. Diese Wildflyschgrenzmergel sind meist sehr weich und zerfallen zu kleinem Grus. Das Material war ursprünglich Roterde, die von einem nahen Festlande (Rumunischer Rücken) in die Flyschvortiefe eingeschwemmt wurde. Die größte Mächtigkeit hat diese Zone westlich des Söllerecks, oberhalb des Gasthauses Schönblick. Dort sind diese Wildflyschgrenzmergel etwa 120—150 m mächtig; diese große Mächtigkeit ist zum Teil tektonisch bedingt, es läßt sich aber in dem plastischen Material nichts bestimmtes erkennen. In den anderen Aufschlüssen — diese roten Mergel sind bis über die Schwarzwasserhütte im Westen hinaus verfolgbar — haben sie meist nur eine Mächtigkeit von 20—30 m.

II. Untere Kalkzone.

Deutlich und ohne stratigraphischen Übergang setzen die roten Mergel aus und darüber erhebt sich die „untere Kalkzone". Petrographisch sind es hellgraue, schwach mergelige Kalke mit geringen Mergelzwischenlagen. Die Gesamtmächtigkeit dieses Komplexes ist sehr gering und beträgt etwa 20 m. Morphologisch hebt sich die untere Kalkzone von den sanften Formen des Wildflysches deutlich ab, und bildet so am Steinmandl eine gegen Nordosten gerichtete kleine Nase. Diese untere Kalkzone tritt sonst im Gelände nicht besonders stark hervor, nur in den verschiedenen Bachprofilen ist sie feststellbar. Auf der Karte wurde sie in die Flyschsandsteinzone eingezogen. Fukoiden und Helminthoiden wurden nicht gefunden.

III. Flyschsandsteinzone.

Diese Sandsteinzone läßt sich im Walsertal vom Söllereck bis zum Steinmandl verfolgen. Sie hat eine Mächtigkeit von 150—200 m und ist durch kleine Wasserfälle häufig sehr gut aufgeschlossen.

Es sind gut gebankte Sandsteine, die braun angewittert und oft sehr mürbe sind. Im frischen Handstück sind sie von blauer Farbe und sehr hart. Die Sandsteine führen reichlich ausgebleichten Glimmer und haben ein kalkiges Bindemittel. Gelegentlich ist auf den Schichtflächen stark verkohlter Pflanzenhäksel sichtbar. Zwischen den bis 0,5 m mächtigen Sandsteinbänken liegen dünne 3—5 cm mächtige Mergelzwischenlagen.

E. Kraus faßt die Sandsteinzone und die hangenden Piesenkopfkalke als Schuppen seiner Sigiswangerdecke auf, die in dem Bereich seiner Oberstdorfer Decke, von Rubi-Söllereck-Waldmendingerhorn-Steinmandl, eingekeilt wäre. Da im Walser- und Schwarzwassertal überall diese Sandsteinzone und die Piesenkopfkalke vorhanden sind, allerdings infolge

quartärer Bedeckung nicht überall aufgeschlossen, und nach Westen diese Zone weiter verfolgbar ist, so müssen wir annehmen, daß es sich um eine rein stratigraphische Schichtfolge und nicht um eine tektonisch bedingte handelt.

IV. Piesenkopfschichten.

Die Flyschsandsteinzone geht durch Wechsellagerung von Sandstein und Kalkmergelbänken allmählich in die Piesenkopfschichten über. Dieses Flyschglied hat Cornelius nach dem typischen Vorkommen am Piesenkopf (nordwestlich von Rohrmoos) zuerst ausgeschieden.

Gewöhnlich sind es hellgraue, stark mergelige Kalkbänke, sie wittern meist lichtgrau bis gelblichweiß an, sind dicht und erinnern leicht an den Seewerkalk. Die Bankmächtigkeit ist sehr gering (5—15 cm). Charakteristisch für die Piesenkopfkalke ist ihre gute Bankung und die Wechsellagerung mit grauen bis schwärzlichen Mergeln. Die Piesenkopfschichten haben eine Mächtigkeit von etwa 80 m. Im Gelände treten sie nicht besonders deutlich hervor; am Söllereck bauen sie die Westseite auf, dann treten sie nur noch in den Bachrissen auf. Auch der Kamm des Heuberges wird von ihnen gebildet. Ein guter Aufschluß der Piesenkopfschichten ist auch im Bachbett neben dem Weg von Baad zum Starzljoch, unterhalb der Starzlalpe aufgeschlossen.

V. Kalkzone.

Über den Piesenkopfkalken folgt mit scharfer Grenze die eigentliche Richter'sche Kalkzone. Sie entspricht ungefähr der Flyschkalkgruppe von Kraus. In dem behandelten Gebiete kommt die Kalkzone nur am Fellhornzug vor; dort baut sie den Söllerkopf, Schlappoldkopf und die Gehrenspitze auf. In großer Verbreitung findet sie sich außerhalb des Gebietes und umfaßt dort die Zone zwischen der Allgäudecke und dem Heuberg-Steinmandl.

Die Kalkzone enthält Kalke, Mergeleinlagerungen, Sandsteine und Sandkalke. Die Kalke sind dicht und von hell- bis blaugrauer Farbe, in der dichten Grundmasse sind einzelne Quarzkörner eingeschlossen. Während die Piesenkopfkalke stark mergelig sind und einen muscheligen Bruch besitzen, sind es hier reine Kalke von wesentlich größerer Bankmächtigkeit als bei den Piesenkopfkalken. Die Mergeleinschaltungen sind sehr gering, es handelt sich um dunkle Mergelschiefer. Die Mächtigkeit der Kalkzone beträgt 400—500 m.

VI. Quarzitzone.

Auch für diese Zone entspricht der Richter'sche Name „Quarzitzone" nach Vorkommen und Lagerungsverhältnissen nicht dem Kraus'schen Begriff „Quarzitgruppe". Das einzige Vorkommen dieses Komplexes befindet sich zwischen Schlappoldkopf und Fellhorn. Der Gipfel des Fellhorns besteht aus Quarziten. — Die Kalkzone führt durch stärkere Einschaltung von Sandkalken und Quarziten unmerklich in die Quarzitzone über. Es sind vorwiegend graue bis grüne und zum Teil schwarze Quarzitbänke, oft von bedeutender Mächtigkeit. Daneben treten noch Einschaltungen von grauen Mergeln mit geringer Mächtigkeit oder von grauen, stark quarzhaltigen Sandkalkbänken auf. Infolge der starken

tektonischen Beanspruchung ist die genaue Mächtigkeit sehr schwierig festzustellen. Die von Kraus angenommene ist etwas zu hoch. Er schreibt: „Die Mächtigkeit beträgt am Schlappold-Fellhorn wohl 500 m.“ Nach meinen Feststellungen handelt es sich um 300—400 m.

VII. Birnwangschichten.

Dieser oberste Flyschkomplex kommt nur im Gebiete der Alpe Birnwang, zwischen Fellhorn und Kanzelwand vor. Der Name wurde von Kraus aufgestellt. Richter schreibt (*10*, S. 58) von einem Vorkommen von Oberzollbrückersandsteinen am Grad südlich des Fellhorns. Richter hat hier falsch bestimmt. Die Verbreitung fällt an dieser Stelle mit den Birnwangschichten zusammen. — Die Birnwangschichten sind eine Serie der verschiedenartigsten Sedimente: Sandsteine, Quarzite, Kalke, überwiegend aber Mergelschiefer. Kraus hat noch Klippenkalke gefunden, deren Vorhandensein darauf hinweisen, daß es sich hier um ein Wiederauftreten der Wildflyschfazies innerhalb des Flysches handelt. Die Mächtigkeit der Birnwangschichten übersteigt nach Kraus 875 m. (Nach meinen Abmachungen mit Herrn Professor Dr. Kraus habe ich die Birnwangschichten nicht mehr speziell untersucht.)

Vergleich der Flyschgliederung mit der benachbarter Gebiete.

Bei einem Vergleich der verschiedenen Gliederungen in den Nachbargebieten ist die Erscheinung auffallend, daß hier im Osten des Bregenzer Waldes auch höhere Flyschglieder noch erhalten geblieben sind. Wahrscheinlich hängt dies mit dem endgültigen Untertauchen des Helvetikums unter das ostalpine Deckensystem zusammen, oder aber es liegen im Westen noch große Teile des Flysches unter dem Ostalpinen verborgen.

Eine große Schwierigkeit bildet für diesen Parallelisierungsversuch die noch völlig ungeklärte Tektonik. So gelangte Trümpy zu der Ansicht, daß zwischen Schaan und Nendeln (im Fürstentum Lichtenstein)

Westl. Bregenzer Wald	Fuß der Drei Schwestern	Saminatal	Balderschwanger-gebiet	Ifengebiet
				Birnwangsch.
				Quarzitzone
Obere Kalkzone	Kalke u. Mergel	Flyschkalkzone		Kalkzone
			Ob. Piesenkopfk.	Piesenkopfsch.
Flyschsandstein =Schlierensandstein	Sandsteine	Sandsteine	Oberzollbrückersandsteine	Flyschsandsteinzone
Untere Kalkzone			Unt. Piesenkk.	Unt.. Kalkzone
Wildflysch			„Wildflysch“	Wildflysch
n. Schaad	n. Trümpy	n. Richter	n. Cornelius	

die Flyschsandsteine stratigraphisch älter als die darüber gelagerten Mergel und Kalke seien. Richter deutet diese Überlagerung von Kalken auf die Sandsteinzone tektonisch, die Kalke gehören dem hangenden Flügel der überkippten Flyschmulde an. Noch mehrere Profile, in denen die Sandsteinzone das Liegende und die Kalkzone das Hangende ist, werden als überkippte Muldenflügel gedeutet.

Die Flyschsandsteinzone ist dem Richter'schen Flyschgliede „Oberzollbrückersandstein" gleichzusetzen. Da aber verschiedene Falschbestimmungen (wie am Fellhorngrat) unter diesem Namen noch laufen, wurde es vermieden, diesen Ausdruck zu gebrauchen. Auch gibt Richter seinem Oberzollbrückersandstein ein wesentlich jüngeres Alter, er ist nach ihm die jüngste Flyschbildung. — Diese Flyschsandsteinzone, die im östlichen Bregenzer Wald etwa 150—200 m mächtig ist, schwillt nach Westen stark an, so schreibt Schaad, daß sie etwa 500—800 m mächtig sei. — Suchen wir nun eine derartige Flyschbildung in den Schweizer Alpen, so herrschen ähnliche Verhältnisse in der Synklinalzone Wildhaus-Habkern. Dort bildet das normale Hangende des Wildflysches der Schlierensandstein, dessen Mächtigkeit gegen 2000 m beträgt. Eine Kalkzone ist nicht ausgebildet. Nun ist das Alter des Schlierensandsteines durch Nummuliten festlegbar, es ist Obereozän. Falls im Flysch Altersgleichstellungen nur durch die Faziesausbildung nicht allzu problematisch sind, so würde demnach unsere Flyschsandsteinzone auch obereozänes Alter haben. Die obersten Flyschglieder würden dann vielleicht noch in das Oligozän hineinreichen.

Von einem Vergleich mit der nördlichen Flyschzone des Bregenzer Waldes wurde Abstand genommen; bis heute liegt aus ihr nur die Spezialuntersuchung von Cornelius vor. Wohl aber läßt sich ein Teil des Flysches mit der dem nördlichen Bregenzer-Waldflysch entsprechenden Fähnernmulde vergleichen. Dort ist der Wildflysch sehr schwach entwickelt; darüber folgt eine 30—50 m mächtige Kalkzone, die etwa unserer „unteren Kalkzone" in der Mächtigkeit entspricht und ihr evtl. gleichzusetzen wäre. Richter setzt dieselbe seiner Kalkzone gleich. Darüber folgt eine etwa 100 m mächtige Sandsteinfolge, welche Richter mit seinem Oberzollbrückersandstein parallelisiert, wahrscheinlich entspricht sie aber unserer Flyschsandsteinzone. Schon die geringe Mächtigkeit des Fähnernflysches zeigt deutlich, daß noch höhere Flyschschichten vorhanden gewesen sein müssen, nirgends haben wir eine so geringe Mächtigkeit des Flysches.

Das Problem der Flyschbildung.

Wie die voralpine Molasse, so ist auch der Flysch ein typisches Vortiefensediment. Beide Ablagerungen sind Reaktionen auf orogene Phasen. Während die Molasse sehr viel grobes Material als Nagelfluhe enthält, sind die Flyschsedimente feinkörniger. Es sind Mergel, Kalke, Quarzite und Sandsteine. Der Grund dieses Kornunterschiedes liegt in der verschiedenen Höhe des Hinterlandes. Z. Zt. der Flyschsedimentation erhob sich das materialliefernde Hinterland nur wenig über dem Meeresspiegel, war ganz ungegliedert, größere Flüsse mündeten kaum in die Vortiefe. Zur Molasse-Zeit erhob sich das Hinterland schon weit über das Meeres-

niveau, große Flüsse lagerten ihren Schutt in Schuttkegeln ab, die als Nagelfluhe uns heute die Vorberge aufbauen.

Näher verwandt mit dem Flysch ist nach Kraus der Kulm. Der Kulm ist das Vortiefensediment des variskischen Gebirges. Seine große Mächtigkeit, seine Ausbildung einförmig im Großen, aber doch starker Wechsel im Kleinen weisen auf verwandte Entstehungsbedingungen hin. Das Vorkommen von Posidonomyen, die den Inoceramen des Flysches biologisch gleichzustellen sind und das gelegentliche Auftreten von verkohlten Holzresten, bestätigen diese Annahme. Das Problem der Fossillosigkeit der Flyschablagerungen ist noch nicht restlos befriedigend gelöst. Wohl der Hauptgrund der Fossilarmut liegt in seiner orogenen Fazies, durch die rasche Sedimentation waren die Lebensbedingungen für die Organismen zu ungünstig, nur gelegentliche Einwanderungen von Nummuliten, seltener von Inoceramen und Fischen sind zu verzeichnen. Eine andere Deutung der Fossillosigkeit gibt Abel: Er vergleicht die Ablagerungen des Flysches mit denen der Mangrovesümpfe. Wie dort alle Tierreste schnellstens durch Krebse beseitigt werden, so hätte die Freßlust dieser Tiere uns auch sämtliche Fossilreste bis auf das Kleinste zerstört.

Quartär.

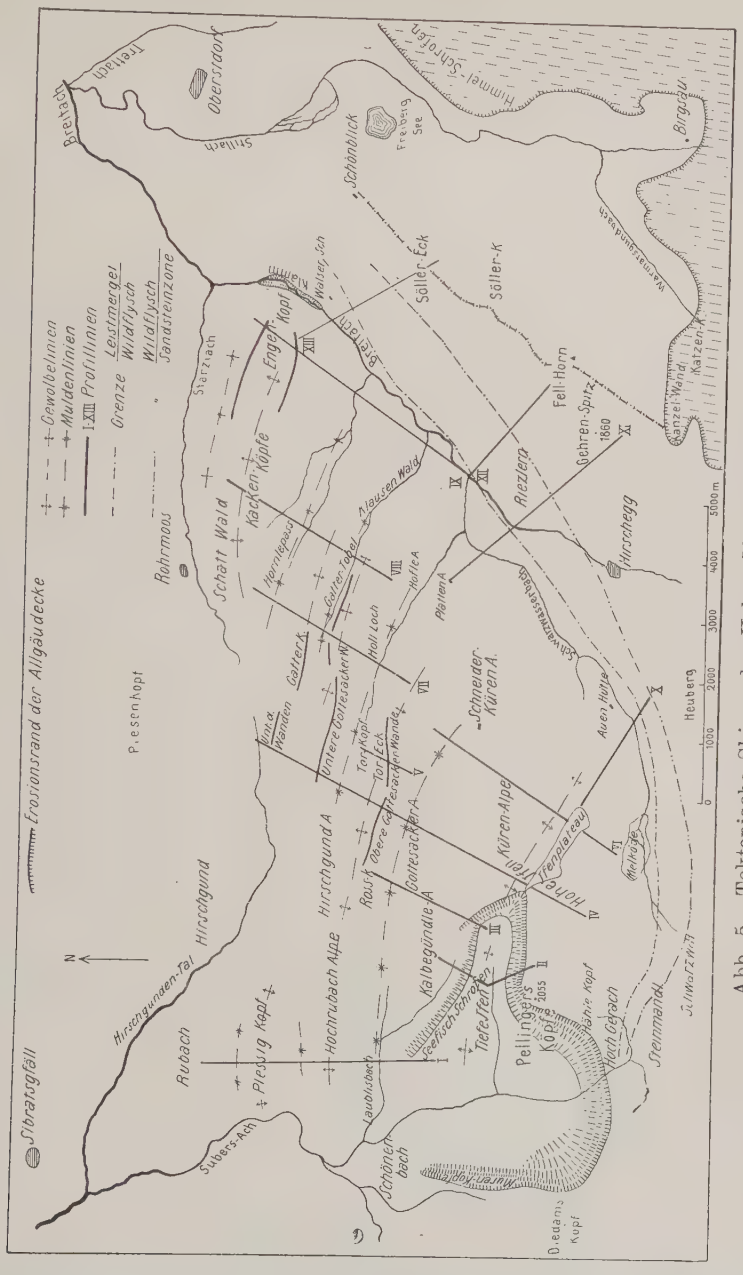
Im Walsertal sind diluviale Ablagerungen nur in der Form einer Grundmoräne vorhanden. Diese Grundmoräne verhüllt die Kreide-Flyschsedimente der Talregion. Da die Moräne nur Gesteine der helvetischen Kreide und des Flysches, sowie oberostalpines Material enthält, dürfte es sich nur um einen kleineren Lokalgletscher gehandelt haben. Das Firngebiet des Gletschers muß im Gebiete des Widdersteines gelegen haben. Wahrscheinlich kam der Gletscher in zwei getrennten Zungen durch das Bergunttal und das Gensteltal herunter, vereinigte sich dann bei Mittelberg mit dem aus dem Wildental kommenden und bewegte sich durch das Walsertal über Oberstdorf in das Illertal hinaus.

Nur teilweise lassen sich in den Gebirgstälern noch Moränenreste (Bergunttal) nachweisen. Die Morphologie all dieser tief eingeschnittenen Gebirgstäler zeigt, daß sie vergletschert gewesen sein müssen. Auch das Schwarzwassertal und das Subersachtal sind glazial angelegt worden. Im Subersachtal füllen heute riesige alluviale Schottermassen den Talboden aus. Vermutlich als alluviale Bildungen sind grobe Konglomerate anzusprechen, die in einigen Blöcken isoliert gefunden wurden. Die Konglomerate fanden sich nur im Bach des Zwerentobels (Höhe 1350 m), auf der diluvialen Grundmoräne unterhalb von Hirschegg und auf der Grundmoräne am Wege unterhalb der Fuchsfarm. Außerhalb des Gebietes befindet sich ein ähnliches Vorkommen im Bergunttal (Höhe etwa 1300 m). Diese einzelnen Blöcke bestehen aus oberostalpinen, Trias- und Juragestein, sowie aus Flysch. Aus den wenigen Vorkommen läßt sich über das Alter der Konglomerate wenig sagen: vermutlich ist es alluvialer Gehängeschutt, der sich nachträglich verfestigt hat.

Tektonik.

Das Gebiet des Hohen Ifen und des Gottesackers gehört, wie die fazielle Ausbildung der Sedimente gezeigt hat, den obersten helvetischen

bis ultrahelvetischen Decken an, die östlich des Rheins als Bregenzer Walddecke zusammengefaßt worden sind. Die Deckennatur läßt sich im Bregenzer Wald nirgends nachweisen; westlich des behandelten Gebietes,


Erosionsrand der Allgäudecke
Gewölbelinien
Muldenlinien
I-XIII Profillinien
Grenze Leistmergel/Wildflysch
Wildflysch Sandsteinzone
Breitach
Oberstdorf
Illwerk-Schrofen
Birgsau
Schönblick
Freibergsee
Stillach
Söller-Eck
Söller-K
Fell-Horn
Schren-Spitze 1660
Ganzer-Wand
Katzen-K
Engel-Kopf
Walser-Tal
Bärgach
Sterzlach
Schaft Wald
Kacken-Köpfe
Rohrmoos
Hornlepass
Kleusen Wald
Riezlern
Hirschegg
Gatter-Tafel
Hall Loch
Horle A
Perlen A
Gatter A
Schneider Küren A.
Auen Hütte
Heuberg
Kurz-Wanden
Untere Gottesäcker W.
Untere Gottesäcker-Hände
Tor-Kopf
Tor-Eck
Obere Gottesäcker A.
Rauh
Kuren-Alpe
Hohe Tenn
Tenn-Plateau
Wolfegg
Hirschgund
Hirschgunden-Tal
Hirschgund A
Kalbeguindle A
Feuren-Schrofen
Tiefer-Tenn
Pellingers Köpfle 2055
Hoch-Gerach
Steinmandl
Schwarzenberg
Rubach
Hochrubach Alpe
Laubhorn
Preisig Kopf
Subers-Ach
Schönbach
Diedamskopf
Rotfluh
Roßstein
Lustenau
Bregenz
Feldkirch
Dornbirn
Hohenems
Rheintal
Rheintal-Eisenbahn
Bregenzerwald
Lech
Arlberg
Flexenpass
Rhätikon
Schesaplana
Lechquellengebirge
Widderstein
Mittelberg
Hochtannbergpass
Warth
Lech
Zürs
Stuben
Stubenbach
Rüfikopf
Valluga
Trittkopf
Kriegerhorn
Biberkopf
Hochkopf
Hochvogel
Gaishorn
Rauhhorn
Hochgehrn
Hochgrat
Rindalphorn
Mittagspitze
Ifen
Gottesacker-Plateau
Gottesacker-Wände
Gottesacker-Alpe
Ifenmulde
Ifenkopf
Ifenbach
Ifenbachalpe
Ifenbachtal
Ifenbachjoch
Ifenfenster
Ifenfensterbach
Ifenfensterjoch
Ifenfensterkopf
Ifenfensterspitze
Ifenfensterwand
Ifenfensterwände
Ifenfensterwände-Joch
Ifenfensterwände-Kopf
Ifenfensterwände-Spitze
Ifenfensterwände-Wand
Ifenfensterwände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wand
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wand
Ifenfensterwände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wand
Ifenfensterwände-Wände
Ifenfensterwände-Wände-Joch
Ifenfensterwände-Wände-Kopf
Ifenfensterwände-Wände-Spitze
Ifenfensterwände-Wand
Ifenfensterwände-W

genzer Waldes berechtigen uns anzunehmen, daß wahrscheinlich unter den Schiltschichten der Kanisfluh nicht mehr allzuviel Sedimente der Bregenzer Walddecke vorhanden sind. Ein Vergleich mit dem Säntisgebiet, wo kein Jura mehr vorhanden ist, zeigt, daß die Sedimente abgeschert sind. Analogieschlüsse mit den Schweizer Verhältnissen gestatten und zwingen von einer Säntis-Bregenzer Walddecke zu sprechen.

Zur Klarstellung der Tektonik müssen wir das behandelte Gebiet in folgende Teile auflösen:

A. Das südliche Flyschgebiet zwischen Steinmandl und Söllereck.
B. Die Kreidegewölbe des Hohen Ifen-Gottesackergebietes bis zum Rohrmoosertal.

A. Das Flyschgebiet zwischen Steinmandl und Söllereck.

Wie schon oben bemerkt wurde, betrachten wir das Flyschgebiet als normales Hangendes der Bregenzer Waldkreide. Die Tektonik im Flyschgebiet ist infolgedessen die gleiche. Die Flyschberge südlich des Schwarzwassertales vom Steinmandl zum Heuberg setzen sich aus Wildflysch — unterer Kalkzone — Flyschsandsteinzone — Piesenkopfkalken zusammen. Die obersten Glieder des Flysches liegen südlich außerhalb des Untersuchungsgebietes. — Die Schichten des Flysches streichen in der Hauptsache in West-Ostrichtung und haben durchweg südliches bis südöstliches Einfallen. Wildflysch und Piesenkopfkalke sind tektonisch sehr stark beansprucht worden und zeigen eine intensive, kaum enträtselbare Tektonik. Die Flyschsandsteinzone dagegen bildet einfache Falten, die aber nur von geringem Ausmaße und von lokaler Bedeutung sind. Eine schöne liegende Falte des Flyschsandsteines befindet sich auf dem Wege vom Starzljoch nach Schoppernau. Ähnliche untergeordnete Falten zeigen sich auch im Zwerenwaldbach unterhalb der Zwerenalpe. — Vom Heuberg ziehen die Flyschzonen mit wenig Axialgefälle auf der Ostseite des Walsertales weiter und bilden dort die begrünten Berge des Fellhornzuges. Das Streichen der Schichtglieder ist etwa Südwest bis Nordost mit Südostfallen. In den Profilen 10 bis 13 ist nur eine schematische Übersicht gegeben; die Tektonik des Flyschzuges ist wesentlich komplizierter.

B. Die Kreidegewölbe des Hohen Ifen-Gottesackergebietes.

Diese Zone wird durch eine Reihe wohlentwickelter Faltengewölbe gebildet. Es sind hier fünf Gewölbefalten, zwischen die sich morphologisch gut erkennbare Mulden einschalten. Die Gliederung dieser Falten in Südnordrichtung ist folgende:

1. Ifengewölbe.
2. Gottesackergewölbe.
3. Kühberggewölbe.
4. Gatterkopfgewölbe.
5. Engenkopf-Kackenkopfgewölbe.

1. Das Ifengewölbe.

Wohl den imposantesten Anblick bietet das Ifengewölbe bei der Betrachtung von Westen. Dort befindet sich auch der größte Aufschluß des

Gebietes an der Westwand des Hohen Ifen, von Valangien bis Aptien reichend. Das Ifengewölbe hat seine Kulminationslinie nördlich des Nordostabfalls des Ifenplateaus, und hier ist es durch die Erosion orographisch in eine Senke umgewandelt worden. Im Süden setzt sich das Ifengewölbe in den Pellingers Köpfen fort und taucht beim Schwarzwasserbach unter den Flysch. Im Westen ist der Nordflügel noch teilweise am Söffischrofen erhalten. Das Mittelstück des Gewölbes ist der Erosion zum Opfer gefallen und bildet heute das Kartal des „Tiefen Ifen". Den Südflügel des Gewölbes setzen Drusbergschichten und Schrattenkalk zusammen, bei Hochgerach folgen darüber noch Brisisandsteine (etwa 15 m) und Leistmergel. Bei dem Paß Hochgerach fallen die Schichten mit 20—25° gegen Westen. — Zwischen dem Ifenplateau und der Ifersgundalm verläuft in den Drusbergschichten eine morphologisch deutlich erkennbare Verwerfung. Diese Verwerfung beginnt am Westende der Melköde und zieht sich gegen das Pellinger-Köpfl hin. Ihr Streichen ist ungefähr Südost—Nordwest. Die Sprunghöhe kann nicht beträchtlich sein, läßt sich aber wegen Abtragung des Schrattenkalkes nicht feststellen, obwohl sie in den Drusbergschichten noch zum Ausdruck kommt. Schon bei dem Pellinger-Köpfl ist von der Verwerfung nichts mehr sichtbar. Morphologisch gibt sich die Verwerfung dadurch zu erkennen, daß durch sie ein kleines Tal bedingt wurde. Weitere Anhaltspunkte bilden die am Südhang des Ifen stark südfallenden Drusbergschichten, welche aber auf der anderen Seite des Verwurfs ein wesentlich flacheres Gefälle haben. Eine Beugung, wie man annehmen könnte, ist ausgeschlossen.

Einige kleinere Querbrüche zerlegen das Ifenplateau. Diese Brüche sind in der Schrattenkalkmauer des Ifen schon von weitem sichtbar und geben dem Plateau einen leicht treppenartigen Charakter; die Stufen sinken sanft nach Südosten ab. Diese Querbrüche sind aber unbedeutend für den Bau des ganzen Gebietes, ihre Sprunghöhe ist sehr gering und beträgt nur wenige Meter. Sehr wahrscheinlich waren diese Querbrüche die Veranlassung eines Bergsturzes; noch heute lösen sich bei Witterungsumschlag Gesteinsmassen an der Südostseite des Ifens los und stürzen gegen die Auenalpe.

Am Südostflügel des Ifenplateaus (bei Punkt 1911) ist die Abrißstelle, die das Material für einen prähistorischen Bergsturz geliefert hat. Dieser Bergsturz bedeckt mit seinen Schrattenkalkblöcken in dem „Öde" genannten Areal eine große Fläche. Der Schrattenkalk wurde durch das beim Abstürzen entstandene Gesteinsmehl und durch den vom Schwarzwasserbach zugeführten Schlamm abgedichtet. An diesem Bergsturz staute sich nun der Schwarzwasserbach und bildete in früheren Zeiten in der „Melköde" einen See. Heutzutage ist die Melköde noch immer ein fast stets etwas überschwemmtes, stark versumpftes Wiesengebiet, das schon bei stärkeren Regengüssen unpassierbar ist. Durch die Melköde fließt der Schwarzwasserbach mit einem mäandrischen und stark verschlungenen Lauf.

Zwischen der Melköde und der Auenhütte ist deutlich das umlaufende Streichen des Schrattenkalkes am Ifengewölbe verfolgbar. Hier taucht das ganze Ifengewölbe mit stark östlichem Axialgefälle unter und verschwindet vollständig unter dem Flysch. Der Brisisandstein ist sehr

schwach entwickelt, von den Leistmergeln ist durch die Gehängeschuttbedeckung wenig zu beobachten. Seewerkalk und Gault fehlen ganz.

Der Nordflügel des Ifengewölbes bildet einen Teil der Karrenfelder des oberen Gottesackerplateaus. Nach Westen ist dieser Flügel bis zum Söffischrofen verfolgbar, von dort aus zieht er sich über das Gottesackerplateau zur Kürenalpe und sinkt im Kürenwalde stark gegen Osten ab. Dieses große Gebiet wird oberflächlich nur von Schrattenkalk gebildet. Am Söffischrofen (der Name Seefischschrofen der bayrischen topographischen Karte ist falsch, im Bregenzer Wald wird allgemein die Bezeichnung Söffischrofen gebraucht) kommen noch tiefere Schichten, bis herab zum Valangien, zum Vorschein.

Zwischen dem Ifen- und Gottesackergewölbe befindet sich eine schmale Mulde. Diese Mulde bewahrte teilweise die Sedimente der mittleren Kreide vor der Erosion; es sind noch Reste des Brisisandsteines erhalten geblieben. Diese Mulde, die im Westen nur schwach durch den Lauf des Laublisbaches angedeutet ist, läßt sich über das Gottesackerplateau verfolgen. In der Nähe der früheren Gottesackeralm sind noch Reste des Brisisandsteines, der hier einige kleine Hügel bildet, vorhanden. Hier auf dem Gottesacker hat die Muldenachse ihre höchste Höhe erreicht und senkt sich in ihrem weiteren Verlauf beträchtlich nach Osten. Von der Gottesackeralm streicht sie an der Schneider-Kürenalm vorbei. Von dort an ist diese Mulde nicht weiter nach Osten verfolgbar. — Besonders deutlich zeigt sich die Einmuldung des Gottesackerplateaus vom Fellhorn aus.

2. Das Gottesackergewölbe.

Wie beim Ifengewölbe, so bildet auch beim Gottesackergewölbe der Schrattenkalk das Leitgestein. Jüngere Sedimente sind bei diesem Gewölbe nur als kleine Reste erhalten geblieben.

Von der Hochrubachalpe über den Roßkopf — Gottesackerscharte — Torkopf ist das Gottesackergewölbe verfolgbar. Die Scheitellinie ist überall stark erodiert, läßt sich aber besonders gut an den Profilen 4 und 5 rekonstruieren. — Die oberen Gottesackerwände mit ihrer gewaltigen Schrattenkalkmauer gehören diesem Faltengewölbe an. Wie beim Hohen Ifen, sind auch hier die oberen Gottesackerwände durch kleine Querbrüche zerlegt, die gleichfalls von sehr geringem Ausmaße sind und sich nur in den Kalkmassen des Schrattenkalkes verfolgen lassen. In den plastischen Drusbergschichten ist nichts mehr davon sichtbar. Die verschiedenen Sprödigkeiten der Drusbergschichten und des Schrattenkalkes verursachten die verschiedene Reaktion auf tektonische Bewegungen. Cornelius faßt diese Querbrüche als Ergebnis eines Zuges in der Streichrichtung auf, der wohl im Zusammenhang mit der Krümmung der Gewölbefalten entstanden ist. Vielleicht ist das starke Absinken der Gewölbe nach Osten als weiterer Faktor in Betracht zu ziehen.

Im Westen sinkt das Gottesackergewölbe gegen Schönenbach, im Osten gegen Riezlern ab. Hier im Ostflügel sind in der Nähe der Plattenalm noch Brisisandstein und Leistmergel erhalten geblieben. — Beim Torkopf fällt der Nordflügel mit etwa 40 bis 50° gegen das Mahdtal. Weiter nach Osten verringert sich das Einfallen des Schrattenkalkes er-

heblich. In der auf das Gottesackergewölbe folgenden Mulde verläuft das Mahdtal. Im Westen ist diese Mulde mit Brisisandstein und Leistmergeln in der Senke südlich des Plessigkopfes sichtbar. Nun fehlt jedes Anzeichen von ihr bis etwa zur Restlesgundalm; am Windecksattel ist sie wieder deutlich mit Brisisandstein und Leistmergel erkennbar. Die anderen Schichten, die Lochwaldschicht und der Seewerkalk, waren nicht zu bemerken. Vom Windecksattel sinkt die Muldenlinie stark gegen Osten und verläuft bis zur Höflealm im Schrattenkalk. Von dort an treten wieder jüngere Schichten auf. Weiter nach Osten ist sie bis an die Breitach (in der Karte S. M.), wo noch Brisisandstein, die Lochwaldschicht und Leistmergel aufgeschlossen sind, verfolgbar.

3. Das Kühberggewölbe.

Sanft erhebt sich der Schrattenkalk wieder aus der Mahdtalermulde und bildet nun das Kühberggewölbe. Von Westen nach Osten nimmt es etwa folgende Teile ein: Plessigkopf—Kesslerwand—Untere Gottesackerwände—Kühberg. Das Gewölbe wird äußerlich wieder ganz vom Schrattenkalk bestritten. Auf dem Südflügel des Gewölbes sind noch vereinzelt Erosionsrelikte von Brisisandstein vorhanden. So kommt er bei Schwende, oben bei der Brandalpe, auf der Höhe des Gottesackers und westlich der Seealpe in einzelnen Resten vor. — Auch bei diesem Gewölbe treten wieder die gleichen Erscheinungen, wie östliches und westliches Axialgefälle, kleinere Querbrüche, wie bei den vorigen Gewölben auf. Nur ein kleiner Querverwurf, der am Ostflügel des Gewölbes zwischen dem Försterhaus und dem Sanatorium Backer sich befindet, ist dadurch interessant, daß an ihm eine starke Quelle entspringt, die schon nach kurzem Lauf zur Elektrizitätserzeugung verwendet wird. Das Streichen dieses Bruches ist etwa Nordsüd (saigerstehend). Der östliche Flügel ist um einige Meter abgesunken, so daß durch diese Verwerfung Schrattenkalk und Brisisandstein nebeneinander zu liegen kommen. (Streichen des Schrattenkalkes: N 60° W, Fallen 30° S.)

Der Nordflügel des Kühberggewölbes fällt beinahe senkrecht ein und bildet eine unersteigbare Mauer. Nach Südosten (in der Nähe der Gatteralm) wird das Einfallen bedeutend schwächer. — Im Norden folgt dann die Gattertobelmulde. Hier hat sich der Gatterbach in die weichen Leistmergel eingeschnitten, dieselben weggeschafft, so daß heute nur noch Reste der Muldenfüllung erhalten sind. Diese Mulde ist im Westen, zwischen Plessigkopf und Rohrbach, wenigstens andeutungsweise zu sehen. Weiter ist sie, wenn auch nur morphologisch, zwischen den Unteren Gottesackerwänden und dem Höhenzug zwischen Gatterkopf und „im hintern Gatter" gut erkennbar. Die obere Kreide ist in diesem Stück nicht sichtbar, Gehängeschutt von Schrattenkalk bedeckt das ganze Gebiet. Südlich des Gatterkopfes ist das Muldeninnerste mit Leistmergel wieder gut erschlossen. Von hier an senkt sich die Mulde und verschwindet bei der Gatteralm. Bei der unteren Gatteralm sind die Leistmergel etwas angeschnitten, weiter gegen Osten verschwinden sie ganz unter der alluvialen Bedeckung. Die mit Leistmergel erfüllten Mulden bilden einen verhältnismäßig guten Almboden, gelegentlich sind die Wiesen allerdings sehr stark versumpft.

4. Das Gatterkopfgewölbe.

Im äußersten Westen des behandelten Gebietes finden sich nur noch Spuren des Gatterkopfgewölbes, und zwar handelt es sich um eine vereinzelt aus dem Alluvium hervorragende Schrattenkalkmauer, wie z. B. nördlich des Plessigkopfes bei Rubach. Weiter östlich bei „Unter den Wänden", kommt dieses Gewölbe wieder deutlich zum Vorschein. Der Südflügel fällt, wie auch bei den anderen Gewölben, bedeutend sanfter ein, als der Nordflügel, der hier wieder eine, dem Vorkommen den Namen gebende, Wand bildet. Zwischen „Unter den Wänden" und dem Gatterkopf springt die Schrattenkalkmauer etwas zurück, es ist hier nur der Südflügel des Gewölbes noch erhalten. Die Gewölbeumbiegung und der Nordflügel wurden in diesem Zwischenstück erodiert. Am Gatterkopf sind die Verhältnisse genau dieselben. Hier erreicht das Gewölbe mit 1659 m seine größte Höhe. An der Spitzwand und weiter im Osten ist das ganze Gewölbe erhalten geblieben. Langsam taucht der Schrattenkalk gegen Osten unter. Westlich der Vorsässe Klausenwald ist sehr schön das umlaufende Streichen des Schrattenkalkgewölbes zu beobachten.

Die nun folgende Hörnlemulde ist die durch ihre Breite weitaus auffallendste Einbiegung. Im Süden fallen die Schrattenkalkwände des Gatterkopfgewölbes beinahe senkrecht ab, der Südflügel des Kackenkopfgewölbes erhebt sich im Norden sanft aus der Mulde empor. Von Westen her läßt sich die Mulde von der Aibelealpe über die Gatterschwangalpe zum Hörnlepaß gut verfolgen. Zwischen Aibelealpe und Gatterschwangalpe bedecken alluviale Schichten das ganze Muldeninnere. Am Hörnlepaß sind dann Leistmergel in den Bachrissen gut aufgeschlossen. Vom Hörnlepaß gegen Osten bis zur Breitach sind überall in den Bachrissen wieder Leistmergel, meist im Streichen der Mulde, erschlossen. Vermutlich war früher die Mulde mit Flysch erfüllt, wenigstens behauptete O. Reis am Hörnlepaß Flyschmergel gefunden zu haben. Von diesen Flyschmergeln konnte jedoch am Hörnlepaß nichts entdeckt werden. Das östlichste Vorkommen von Leistmergeln dieser Mulde ist an der Breitach aufgeschlossen. Auf dem rechten Breitachufer taucht bereits der Flysch unter der Grundmoräne auf.

5. Das Engenkopf-Kackenkopfgewölbe.

Dieses Gewölbe hat die kürzeste Erstreckung von allen. An der Wasserscheide zwischen Starzl- und Hirschgunderach taucht es im Westen „im Schattwald" zuerst auf. Der Schattwald ist der Südflügel des Gewölbes und wird durch eine 20 m hohe Schrattenkalkmauer, die mit etwa 15° gegen Südosten einfällt, gebildet. Wesentlich besser ist das Engenkopfgewölbe an den Kackenköpfen verfolgbar. Auch hier ist nur der Südflügel erhalten geblieben. Einige kleine Querverwerfungen haben das Schichtpaket des Schrattenkalkes zerbrochen und bildeten die Veranlassung zur Einteilung der Kackenköpfe in vordere, mittlere und hintere. — Der Schrattenkalk des vorderen Kackenkopfes sinkt nach Osten und verschwindet zwischen der Alpe „unter dem Horn" und der Osterbergalm. Schon nach kurzer Zeit taucht er am eigentlichen Engenkopfgewölbe wieder auf (westlich des Punktes 1294). Der Engenkopf wird vom Schrattenkalk gebildet und besteht aus dem Süd- und Nordflügel

des Engenkopfgewölbes. Das Dach des Gewölbes ist erodiert. Im Gebiete der Moosalpe sind unter der Humusdecke vereinzelt Spuren der Drusbergschichten sichtbar. Der Engenkopf selber wird durch den nach Osten absinkenden Schrattenkalk gebildet. In diesen Ostflügel des Engenkopfgewölbes hat sich auch die Breitach in der Breitachklamm eingefressen. Die Anlage der Breitachklamm ist durch eine Querverwerfung bedingt. Die Schichten des rechten Flußufers sind etwa 8—10 m nach Norden verschoben worden. Hier am Südflügel sind sämtliche mittlere und obere Kreideschichten sehr gut aufgeschlossen. Der Weg durch die Klamm verläuft ganz im Schrattenkalk und läßt sehr gut das umlaufende Streichen der Schichten verfolgen. Beim Wächterhaus, d. h. am Eingang zur eigentlichen Klamm, sehen wir in den Kern des Gewölbes hinein. Unten im Flußbett tritt unterer Schrattenkalk, durch die Wechsellagerung von Kalken und Mergeln deutlich erkennbar, in der Mächtigkeit von einigen Metern zutage. Der Weg führt dann im Schrattenkalk des Nordflügels weiter. Am Nordausgang sind wieder die Schichten der mittleren und oberen Kreide mit 50—60° Nordfallen vorhanden. — Der Nordflügel des Engenkopfgewölbes läßt sich nur zwischen Breitachklamm und Moosalpe verfolgen. Bei der Moosalpe sinkt er nach Westen unter und verschwindet nordwestlich von ihr unter dem Gehängeschutt vollständig.

Auf das Engenkopfgewölbe folgt eine sehr schmale Mulde. Nur einige kleine Fetzen von Leistmergel bei der Alpe „auf dem Sessel" zeigen ihr Vorhandensein an. Wohl nur als untergeordnetes Teilgewölbe des nördlich des Rohrmoosertales gelegenen, außerhalb des bearbeiteten Gebietes liegenden Geißberggewölbes, ist das kleine Schrattenkalkgewölbe aufzufassen, da es in der Karte östlich des Namens Starzlach eingetragen ist.

Mechanik der Kreide- und Flysch-Faltung.

Der tektonische Bau der Kreideketten des hinteren Bregenzer Waldes ist im Prinzip derjenige der helvetischen Decken der Schweiz. Die Tektonik wird von denselben Zügen beherrscht. — Auch für den Ostteil des Bregenzer Waldes müssen wir, analog wie in der Schweiz, eine starke Belastung des Helvetikums annehmen. Ohne diese Belastung wäre es undenkbar, daß mächtige Komplexe, wie Schrattenkalk und Kieselkalk die Faltung so weitgehend mitmachen. Es läßt sich an ihnen geradezu die Tektonik ablesen: „Schrattenkalk und Kieselkalk übernehmen die Gewölbeleitung". Als Belastungsmaterial kommen neben der Flyschbedeckung die Unter-Oberostalpinendecken in Betracht. Nördlich des Ifen-Gottesackergebietes, im Bereich des Feuerstätterkopfes, sind noch Reste der Unter- und Mittelostalpinendecken als Klippen erhalten geblieben. Ferner zeigt die vorwiegend aus oberostalpinem Material bestehende Allgäuer Molasse (nach Cornelius *12*, S. 186 lassen sich etwa 99 % des gesamten Materials auf das benachbarte oberostalpine Gebirge der Allgäuer und Lechtaler Alpen zurückführen), daß zur Bildungszeit der Molasse das helvetische Gebiet noch vollständig unter ostalpiner Bedeckung lag. Die heutige Stirn des Ostalpin wäre somit als weit zurückgedrängter, reiner Erosionsrand aufzufassen.

Auch das Flyschgebiet ist weitgehend tektonisch durch die ostalpinen Decken beansprucht worden. Die verschiedenen Flyschgesteine haben verschieden darauf reagiert, so begegnet man in der Flyschsandsteinzone

häufig einfachen Falten von nur geringer Größe. Wesentlich anders verhalten sich dagegen die Piesenkopfschichten. Die Wechsellagerung von dünnbankigen Kalken mit Mergeln bewirkte eine intensive Kleinfältelung, die sich bis zur Zickzackfaltung steigern kann. Diesen letzteren Fall sieht man besonders gut aufgeschlossen im Bachbett unterhalb der Starzlalpe (auf dem Weg von Baad zum Starzljoch). Ein ähnliches Verhalten zeigt auch der Wildflysch. — Der Flysch als ganzes hat als Schmiermittel für die ostalpinen Decken gedient, aus diesem Grunde ist seine Tektonik so schwer zu enträtseln.

Da das tektonische Streichen der Kreidegewölbe nicht einheitlich und geradlinig ist, so läßt sich, falls man die Gewölbesehne nicht einfach senkrecht zur Bewegungsrichtung annehmen will, nichts genaueres über die Bewegungsrichtung feststellen. Wir können nur feststellen, daß die Gewölbefalten vorherrschend in Südnordrichtung bewegt wurden. Im Ostteil der Gewölbe war eine Verzögerung der Bewegung eingetreten, die das Abbiegen der Gewölbe in Südostrichtung bewirkte. Als Ursache kommt wahrscheinlich Widerstand im Untergrund des Helvetikums in Betracht.

Tektonische Phasenfolge.

Die Untersuchungen im Gebiete des Ifens lassen keinerlei Schlüsse auf eine tektonische Phasenfolge ziehen; denn im Gebiet fehlen Überschiebungen in größerem Ausmaße. Die Überschiebung des Flyschsandsteins auf Leistmergel im Süden des Didamskopfes ist nur lokal und nicht weiter nach Osten verfolgbar.

Im Klippengebiet von Balderschwang sind die Verhältnisse derart, daß sich Schlüsse auf die tektonische Phasenfolge ziehen lassen (siehe Cornelius *19*). Da das Gebiet von Balderschwang die Fortsetzung des Untersuchungsgebietes ist, so ist die Übertragung der Reihenfolge der tektonischen Vorgänge gerechtfertigt. Wir hätten demnach (nach Cornelius) in der Kreide und im Flysch des Ifens folgende tektonischen Bewegungen zu unterscheiden:

I. Beginn der Auffaltung der helvetischen Kreide
II. Aufschub der Feuerstätterdecke auf die helvetische Kreide (kommt nur für das Balderschwanger Gebiet in Frage) — Ablagerung der Molasse
III. Vorwärtsbewegung der helvetischen Decke, zusammen mit der Feuerstätterdecke. — Gleichzeitig: Auffaltung und Erosion im Molassegebiet
IV. Aufschub der helvetischen Decke auf die Molasse.

Die zeitliche Einordnung der einzelnen Phasen ist sehr schwierig; sie lassen sich nach Cornelius folgendermaßen festlegen:

I. Sicher Nach-Eozän.
II. Oberoligozän.
IV. u. V. Im Miozän — Pliozän.

Tektonische Zusammenfassung.

Das ganze bearbeitete Gebiet gehört nach seiner tektonischen Stellung in die „Bregenzerwalddecke". Das Kreidegebiet ist regelmäßig ge-

faltet und es können fünf, durch dazwischen sich einschaltende Mulden getrennte, Gewölbe unterschieden werden. Der Schrattenkalk ist das Leitgestein der Gewölbe. Die Südflügel der Faltengewölbe zeigen ein

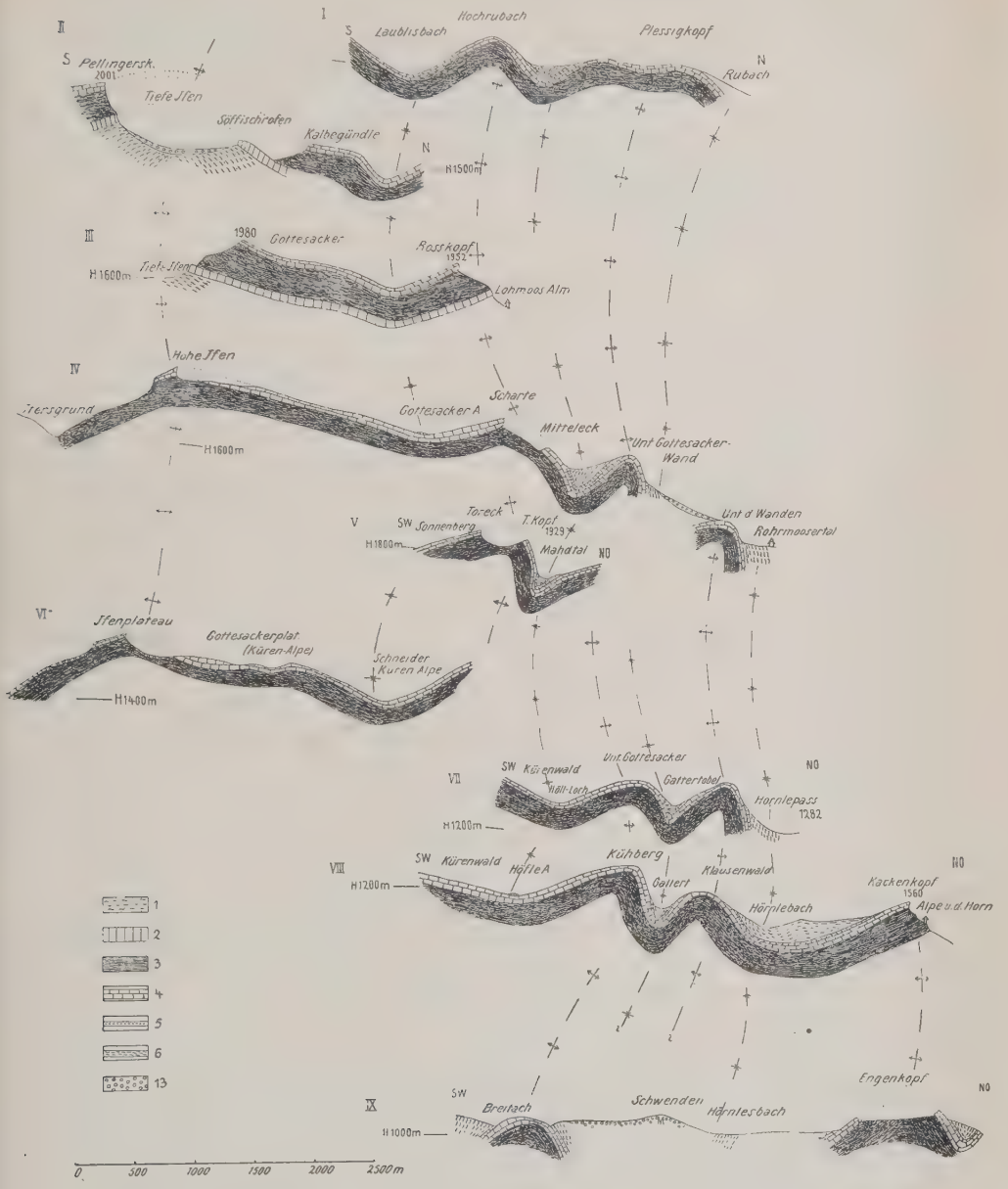


Abb. 6. Profile im Gottesacker-Hohen Ifen-Gebiet.

sanftes Einfallen, die Nordflügel fallen hingegen steil ein. (Eine Ausnahme macht das Ifengewölbe.) Ähnliche Verhältnisse: Flacheres Süd-

Die Profile 9—13 sind im Streichen der Kreidekette gelegen und zeigen deutlich das starke Axialgefälle der Gewölbe. Die Flyschglieder sind nur nach ihren Grenzlinien eingezeichnet.

Literaturverzeichnis.

1. Escher von der Linth, Geol. Bemerkungen über das nördliche Voralberg und einige angrenzende Gebiete. Denkschr. Naturf. Ges. Zürich 1853.
2. M. Vacek, Über die Voralberger Kreide. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1879.
3. Alb. Heim, Das Säntisgebirge. Beitr. geol. Karte. Schweiz 1905.
4. E. Wepfer, Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. N. Jb. Min. 1909.
5. H. Mylius, Die geol. Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes. Inaug. Diss. München 1909.
6. —, Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohen Ifen. Mitt. geol. Ges. Wien 1911.
7. E. Ganz, Stratigraphie der mittl. Kreide der oberen helvetischen Decken in den nördl. Schweizer Alpen. Zürich 1912.
8. A. Heim, Zur Geologie des Grünten im Allgäu. Vierteljahresschr. Schweiz. Nat. Ges. 1919.
9. C. Kockel, Die nördl. Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Wiener geol. Ges. 1922.
10. M. Richter, Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jahrb. geol. Bundesanst. 1922.
11. Jan Schoo Zur Diagenese der alpinen Kreide. Diss. Zürich 1922.
12. H. P. Cornelius, Beobachtungen über Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. Verh. geol. Bundesanst. 1923.
13. P. v. Thiel, Geol. Forschungen zwischen Bezau und Egg. Diss. Zürich 1924.
14. H. Straeter, Geol. Untersuchungen zwischen Winterstaude und Subersach. Diss. Zürich 1924.
15. M. Richter, Beiträge zur helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. Mitt. geol. Ges. Wien 1924.
16. H. W. Schaad, Geol. Untersuchungen in der südl. Voralberger Kreide-Flyschzone. Diss. Zürich 1925.
17. —, Beiträge zur Valangien- und Hauterivienstratigraphie. Geol. Rundsch. 1926.
18. —, Zur Geologie d. jurassischen Kanisfluh-Mittagsfluhgruppe im Bregenzer Wald. Vierteljahresschr. Nat. Ges. Zürich 1926.
19. H. P. Cornelius, Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv 1926.
20. E. Kraus, Neue Spezialforschungen im Allgäu II. Geol. Rundsch. 1927.
21. J. Schadler, Die Ausbildung des Phosphorits im Voralberg. Tschermaks Mitt. 1925.
22. K. Leuchs, Geologie von Bayern. 1927.
23. Berg II.-Behrend, Chemische Geologie.
24. A. Heim, Zur Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. Vierteljahresschr. Nat. Ges. Zürich 1920.

Lebenslauf.

Ich, Ernst Strobel, bin am 10. September 1903 in Ravensburg geboren, besuchte dort die Oberrealschule und verließ dieselbe Ostern 1922 mit dem Zeugnis der Reife. Sommersemester 1922 bis Sommersemester 1923 bezog ich die Universität Tübingen, um Naturwissenschaften zu studieren. Wintersemester 1923 und Sommersemester 1924 studierte ich in München Geologie und vollendete dann mein Studium auf der Universität Tübingen.

Fig. 1. Blick in das Kleine Walsertal mit Allgäudecke (a) am Widderstein, Flyschzone (Heuberg) und helvetischer Kreide (3) am Hohen Ifen-Gottesacker.

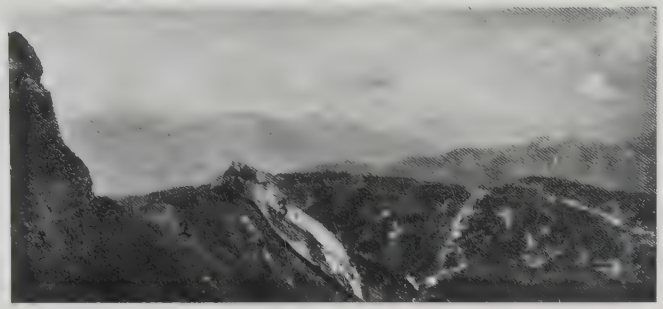


Fig. 2. Blick auf den Torkopf. Im Hintergrund die Oberstdorfer Berge. — Der Schrattenkalk des Gottesackergewölbes sinkt nordwärts unter, bildet die Mahdtalmulde und steigt am unteren Gottesacker (Kühberggewölbe) wieder empor.

Fig 3. Tal des „Tiefen Ifen". — Im Vordergrund bei der Tannengruppe sind Valangienmergel aufgeschlossen. Die 1. Steilwand bildet der Kieselkalk (1), darüber folgen mit sanftem Gehänge die Drusbergschichten (2). Der Schrattenkalk bildet die 2. Steilwand.

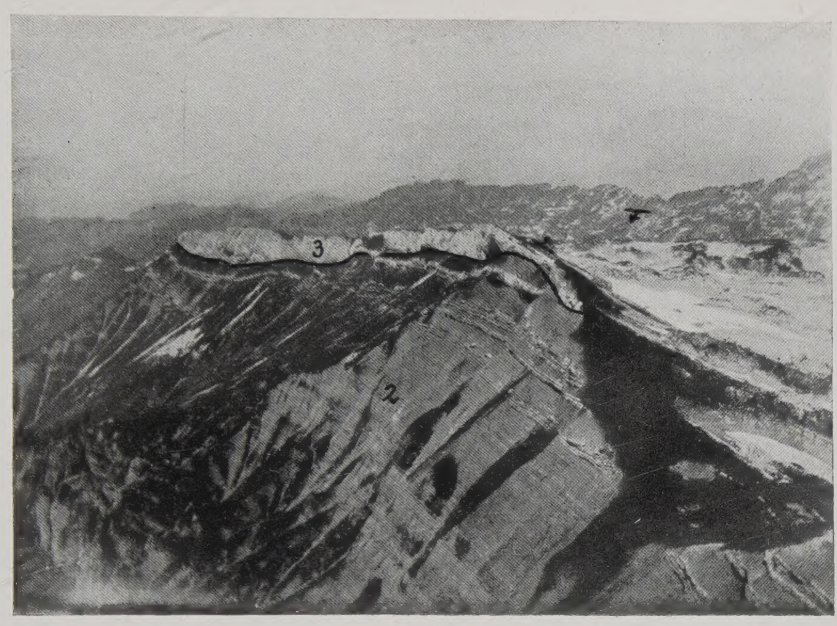


Fig. 1. Blick vom Hahneköpfle auf den Gottesacker (Rosskopf). — Mit typischem Aufschluß von Drusbergschichten (2) und darüber lagerndem Schrattenkalk (3). Im Hintergrund die Gottesackermulde und das Aufsteigen des Schrattenkalkes zu dem Gottesackergewölbe.

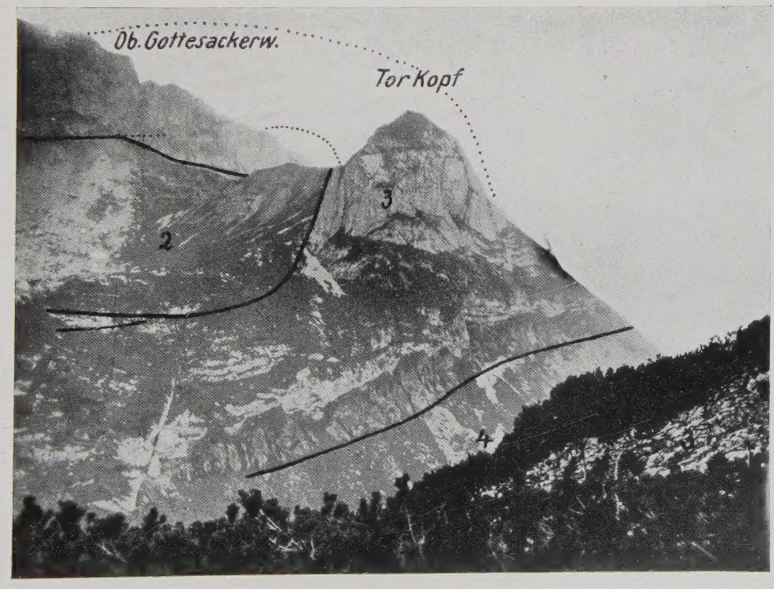


Fig. 2. Blick auf den Torkopf (von NO). — Zwischen Oberer Gottesackerwand und Torkopf sind die Drusbergschichten freigelegt. Im Vordergrund ist das Mahdtal mit Leistmergel (4) angedeutet.